



THESIS SF 142502

**ANALISIS *WAVEFORM* TIGA KOMPONEN UNTUK
INVERSI MOMEN TENSOR DAN PENENTUAN
BIDANG PATAHAN DAERAH JEPANG**

Yungi Yudiar Rahman
1114 201 027

DOSEN PEMBIMBING
Prof. Dr. rer-nat. Bagus Jaya Santosa, S.U.

PROGRAM MAGISTER
BIDANG KEAHLIAN GEOFISIKA
JURUSAN FISIKA
FAKULTAS MATEMATIKA DAN ILMU PENGETAHUAN ALAM
INSTITUT TEKNOLOGI SEPULUH NOPEMBER
SURABAYA
2015



THESIS SF 142502

MOMENT TENSOR INVERSION AND ESTIMATION OF FAULT PLANE IN JAPAN USING 3D WAVEFORM ANALYSIS

Yungi Yudiar Rahman
1114 201 027

SUPERVISOR
Prof. Dr. rer-nat. Bagus Jaya Santosa, S.U.

MAGISTER PROGRAMME
GEOPHYSICS
DEPARTMENT OF PHYSICS
FACULTY OF MATHEMATICS AND NATURAL SCIENCES
INSTITUTE OF TECHNOLOGY SEPULUH NOPEMBER
SURABAYA
2015

LEMBAR PENGESAHAN TESIS

Tesis disusun untuk memenuhi salah satu syarat memperoleh gelar
Magister Sains (M.Si)

di

Institut Teknologi Sepuluh Nopember

oleh :

Yungi Yudiar Rahman

NRP. 1114201027

Tanggal Ujian : 21 Juni 2016

Periode Wisuda : September 2016


Disetujui oleh :

1. Prof. Dr. rer-nat. Bagus Jaya Santosa, S.U.
NIP: 19620802 198701 1 001




(Pembimbing)

2. Dr. rer-nat. Eko Minarto, M.Si
NIP: 19750205 199903 1 004



(Penguji)

3. Dr. rer-nat. Bintoro Anang Subagyo, M.Si
NIP: 19790716 200501 1 002



(Penguji)



Direktur Program Pascasarjana,



Prof. Dr. Djauhar Manfaat, M.Sc. Ph.D.
NIP. 19601202 198701 1 001

ANALISIS *WAVEFORM* TIGA KOMPONEN UNTUK INVERSI MOMEN TENSOR DAN PENENTUAN BIDANG PATAHAN DAERAH JEPANG

Nama mahasiswa : Yungi Yudiar Rahman

NRP : 1114201027

Pembimbing : Prof. Dr. rer-nat. Bagus Jaya Santosa, S.U.

ABSTRAK

Perhitungan momen tensor dari 86 gempa bumi dengan *magnitude* lebih dari 5 Mj yang terjadi di Jepang sepanjang tahun 2015 dilakukan dengan menggunakan metode Inversi *Grid Search* dengan menggunakan data *waveform* seismogram 3 komponen yang terekam di 1 – 15 stasiun. Pencarian solusi terbaik dilakukan dengan menghitung semua nilai kemungkinan solusi berupa nilai *strike* *dip* dan *rake* dalam rentang kedalaman 1 – 110 km dengan interval 1 km. Solusi terbaik diketahui dengan nilai variansi reduksi yang merupakan ukuran kecocokan dari seismogram data observasi dengan seismogram sintetik yang didapat dari pemodelan ke depan menggunakan data hasil inversi dan mengoperasikan dengan fungsi Green yang sebelumnya telah dihitung menggunakan teknik *wavenumber integration*. Perbandingan antara seismogram sintetik dan observasi dilakukan pada frekuensi 0.01 – 0.03 Hz. Hasil perhitungan menunjukkan metode ini sangat efektif dalam memberikan solusi melihat nilai variansi reduksi yang bernilai di atas 0.5 didapatkan di setiap perhitungan. Dari hasil inversi ditentukan bidang patahan penyebab gempa dengan menggunakan teknik HC.

Kata kunci : bidang patahan, fungsi green, inversi momen tensor

MOMENT TENSOR INVERSION AND ESTIMATION OF FAULT PLANE IN JAPAN USING 3D WAVEFORM ANALYSIS

Name : Yungi Yudiar Rahman
Student Identity Number : 1114201027
Advisor : Prof. Dr. rer-nat. Bagus Jaya Santosa, S.U.

ABSTRACT

Moment tensor calculation for 86 event earthquake with magnitude more than 5 Mj occur in Japan in 2015 has done by using grid search inversion method. This method was applying using waveform three component that recorded in 1 – 15 stations. The best solution was obtained by calculating all the possibilities solution like strike, dip and rake within depth between 1 – 110 km with interval 1 km. The best solution known as the solution with highest value of variance reduction which is the match measurement between sintethyc and observed seismogram. The observed seismogram was obtained from forward modelling using inversion result that operating with the green function that calculated from wavenumber integration technique. The comparison between sintethyc and observed seismogram was done in frequency 0.01 – 0.03 Hz. The result of calculation show the value of reduction variance more than 0.5 which conclude that this inversion method was an efective method. From the inversion result, HC technique was used to obtaining the real fault plane that cause the earthquake.

Keywords: Moment tensor inversion, green function, fault plane

DAFTAR ISI

Halaman

HALAMAN JUDUL	
LEMBAR PENGESAHAN	i
ABSTRAK.....	ii
DAFTAR ISI.....	iv
DAFTAR GAMBAR.....	vi
DAFTAR TABEL.....	viii
KATA PENGANTAR.....	ix
BAB 1. PENDAHULUAN.....	1
1.1. Latar Belakang.....	1
1.2. Rumusan Masalah.....	2
1.3. Tujuan dan Manfaat Penelitian.....	3
1.4. Batasan Masalah	3
1.5. Sistematika Penulisan.....	3
BAB 2. KAJIAN PUSTAKA.....	5
2.1 Fungsi Green.....	5
2.2 Representasi Analisis Patahan.....	6
2.3 Momen Tensor.....	7
2.4 Bidang Patahan.....	10
2.5 Penentuan Solusi Bidang Patahan.....	11
2.6 Pemodelan <i>Waveform</i>	14
2.7 Metode Penghitungan Seismogram Sintetik.....	15
2.8 Inversi Momen Tensor.....	17
2.9 Keadaan Tektonik Jepang.....	19
BAB 3. METODE PENELITIAN.....	21
3.1 Data Penelitian.....	21
3.2 Metode Penelitian.....	21
BAB 4. ANALISA DATA DAN PEMBAHASAN.....	25
4.1 Perhitungan Fungsi Green.....	25

4.2 Inversi Momen Tensor.....	27
4.3 Hasil Inversi Momen Tensor.....	31
4.4 Penentuan Bidang Patahan.....	43
4.5 Penggambaran Solusi Patahan.....	46
BAB 5. KESIMPULAN.....	59
DAFTAR PUSTAKA.....	61
LAMPIRAN.....	63

DAFTAR TABEL

	Halaman
3.1 Model Bumi Jepang.....	23
4.1 Komponen Fungsi Green.....	27
4.2 Hasil Perhitungan Momen Tensor.....	36
4.3 Hasil Penentuan Bidang Patahan Menggunakan HC Plot.....	44
4.4 Hasil Perhitungan Ukuran dan <i>Displacement</i> Patahan.....	55

DAFTAR GAMBAR

	Halaman
2.1 Geometri Patahan.....	2
2.2 <i>Force Couple</i> dan <i>Double Couple</i>	8
2.3 <i>Force Couple</i> Pembentuk Momen Tensor.....	8
2.4 Sistem Koordinat Patahan.....	10
2.5 Bidang Planar Didefinisikan <i>Strike</i> dan <i>Dip</i> dari Permukaan Patahan dan Arah Vektor <i>Slip</i>	11
2.6 Arah Perpindahan dari Sumber Tergantung pada Stasiun Seismik untuk (a) <i>Single Force</i> pada Titik S dan (b) <i>Fault Rupture F</i>	12
2.7 Pola Radiasi dari Komponen Perpindahan Radial (Gelombang P) pada Sumber <i>Double Couple</i> (a) untuk Bidang dengan Azimuth Konstan (dengan Amplitudo Sebanding 2θ) dan (b) pada Bola dengan Pusat di Originnya.....	13
2.8 Konstruksi <i>beach ball focal mechanism</i> menggunakan <i>first arrival polarities method</i> (a) contoh seismogram vertikal (b) simbol perekaman di stasiun positif, negatif bila tak ada perekaman (c) penggambaran bagaimana <i>first motion</i> yang direkam pada beberapa seismometer dapat digunakan untuk menentukan orientasi dari nodal plane karena pola radiasi gelombang P dan kejadian <i>double couple</i> (d) proyeksi <i>lower hemisphere</i>	18
2.9 Lempeng di Jepang.....	20
3.1 Diagram Alir Penelitian.....	23
4.1 Hasil Fungsi Green Komponen RDD pada Kedalaman 24 km dan Jarak 10 km (Atas) – 90 km (Bawah) dengan Interval 10 km.....	26
4.2 Hasil Fungsi Green Komponen RDD pada Kedalaman 10 km (Atas) – 90 km (Bawah) dengan Interval 10 km dan Jarak 10 km...	26
4.3 Stasiun yang Digunakan untuk Perhitungan Gempa 201502200425.....	31
4.4 Solusi Inversi Gempa 201502200425.....	32

4.5	Seismogram Sintetik Hasil Inversi Gempa 201502200425.....	32
4.6	Sensitivitas Kedalaman dalam Proses Inversi Gempa 201502200425.....	33
4.7	Hasil Perhitungan Fnet untuk Gempa 201502200425.....	33
4.8	Plot <i>Focal Mechanism</i> (Atas) Perhitungan Fnet (Bawah) Hasil Penelitian.....	39
4.9	Plot <i>Focal Mechanism</i> Hasil Perhitungan pada Setiap Sub Daerah.....	42
4.10	Hasil Penentuan Bidang Patahan Gempa 201501070448 Menggunakan HC Plot.....	44
4.11	Bidang Patahan 2D dari Hasil Inversi Gempa Bumi Tahun 2015 di Jepang.....	47
4.12	Perbesaran Patahan 2D Setiap Gempa Berurutan dari Daerah 1 (Gambar a) sampai Daerah 20 (Gambar t).....	51
4.13	Bidang Patahan 3D dari Hasil Inversi Gempa Bumi Tahun 2015 di Jepang	51
4.14	Perbesaran patahan 3D Setiap Gempa Berurutan dari Daerah 1 (Gambar a) sampai Daerah 20 (Gambar t).....	55

BAB I

PENDAHULUAN

1.1 Latar Belakang

Penyebab terjadinya gempa bumi adalah pergerakan dari lempeng-lempeng tektonik yang mengakibatkan permukaan bumi saling bertumpuk, retak atau bengkok pada saat lempeng-lempeng tersebut bergerak melintasi satu sama lain. Dapat dikatakan bahwa gempabumi sering terjadi di perbatasan antar lempeng. Karena inilah, posisi Jepang yang terletak di pinggiran area Lempeng Pasifik, Lempeng Laut Filipina, Lempeng Amerika Utara dan lempeng Eurasia ini menyebabkan Jepang menjadi salah satu negara dengan intensitas gempabumi yang cukup tinggi. Di Jepang, lebih dari 1300 gempabumi yang dapat dirasakan terjadi di tahun 2010. Frekuensi gempa susulan dengan $M \geq 5$ setelah gempabumi dengan $M = 9$ di bagian timur Jepang pada 2011 adalah melebihi 400, dua minggu setelah gempa utama. Jepang menyumbang sekitar 20 persen dari gempa bumi di dunia yang kekuatannya rata-rata lebih dari 6 Skala Richter, dan hampir setiap lima menit sekali terjadi.

Tingginya intensitas aktifitas tektonik di Jepang, menjadikan Jepang lokasi yang tepat untuk penelitian gempabumi. Penelitian yang sering dilakukan antara lain adalah untuk mempelajari karakteristik dari pergerakan lempeng yang menjadi penyebab utama gempabumi seperti yang pernah dilakukan oleh Kato Nayuki dan Lei Xinglin (2001), penelitian tentang struktur bawah permukaan pulau Jepang berupa kecepatan gelombang P dan S, struktur densitas, dll seperti yang pernah dilakukan oleh Matsubara M, Obara K dan Kasahara K (2008).

Penelitian tentang bidang patahan di Jepang sudah menjadi topik umum yang sering diteliti. Berbagai metode diperkenalkan dan digunakan untuk meningkatkan tingkat efisiensi dan keakuratan dalam perhitungan. Salah satu metode perhitungan momen tensor adalah metode *grid search* yang akan digunakan pada penelitian ini. Penelitian-penelitian yang telah dilakukan akan dapat memberikan informasi baru tentang aktifitas gempabumi dan pergerakan lempeng-lempeng tektonik. Dengan pengetahuan ini, diharapkan dapat dilakukan

prediksi akurat akan bencana gempabumi yang akan datang sehingga antisipasi dini dan proses mitigasi akan bencana gempabumi dapat dilakukan dan akan dapat mengurangi dampak kerugian yang ditimbulkan. Proses perhitungan momen tensor telah dilakukan secara rutin oleh www.fnet.bosai.go.jp dengan menggunakan data yang terekam di tiga stasiun.

Penelitian yang akan dilakukan kali ini adalah penelitian tentang sumber gempabumi yang terjadi di Jepang untuk mendapatkan informasi tentang momen tensor dan pola patahan penyebab gempabumi dengan menggunakan data yang terekam di 1 - 15 stasiun. Informasi tentang momen tensor dan pola patahan dapat dilakukan dengan menggunakan data *waveform* seismogram dan dilakukan inversi untuk menemukan parameter sumber dan dilakukan pemodelan ke depan untuk mendapatkan seismogram sintetik dengan tujuan untuk melihat hasil keakuratan dari hasil inversi yang didapatkan. Keakuratan hasil inversi dapat dilihat dengan kecocokan antara *waveform* seismogram data dengan seismogram sintetik yang telah dihitung dengan parameter sumber yang didapat dari hasil inversi.

Penelitian akan dilakukan menggunakan proses inversi yang akan dilakukan menggunakan *software Regional Momen Tensor* yang terdapat dalam paket *Computer Program in Seismology*. Dalam program ini, dilakukan perhitungan fungsi Green untuk semua titik-titik kedalaman. Mengingat fungsi Green adalah kunci dari perhitungan inversi momen tensor dan perhitungan seismogram sintetik, maka dengan tingkat ketelitian fungsi Green yang lebih tinggi akan membuat hasil inversi momen tensor akan semakin baik.

1.2 Rumusan Masalah

Berdasarkan latar belakang di atas, rumusan masalah untuk penelitian ini yaitu sebagai berikut:

1. Bagaimana tahap pengolahan data dan proses inversi menggunakan *Software Regional Momen Tensor* yang terdapat dalam *Paket Computer Program in Seismology* untuk mendapatkan fungsi green, momen tensor, pola bidang patahan dan seismogram sintetik?
2. Bagaimana hasil momen tensor dan pola bidang patahan di Jepang yang didapat dengan menggunakan data yang terekam di 1 - 15 stasiun?

3. Bagaimana tingkat keakuratan dan efisiensi dari proses perhitungan yang didapatkan?

1.3 Tujuan dan Manfaat Penelitian

Tujuan yang ingin diperoleh dari penelitian ini adalah:

1. Memahami tahap pengolahan data menggunakan menggunakan Software *Regional Momen Tensor* yang terdapat dalam *Paket Computer Program in Seismology* untuk mendapatkan fungsi green, momen tensor, pola bidang patahan dan seismogram sintetik.
2. Mendapatkan hasil momen tensor dan pola bidang patahan dengan tingkat akurasi yang tinggi dengan menggunakan data yang terekam di 15 stasiun.
3. Memahami proses perhitungan yang dilakukan *software Regional Momen tensor* sehingga dapat mengetahui efektifitas dari perhitungan menggunakan *software* tersebut.

1.4 Batasan Masalah

Masalah pada penelitian ini dibatasi pada beberapa hal yaitu:

1. Data gempabumi yang digunakan adalah data gempa lokal Jepang yang terekam pada stasiun di daerah Jepang dengan *magnitude* di atas 5 Mj dan terjadi pada rentang waktu 1 Januari 2015 – 1 Desember 2015.
2. Perhitungan momen tensor dilakukan dengan menggunakan metode inversi *waveform grid search* dan menggunakan fungsi Green sebagai karakteristik dari medium penjalaran gelombang seismik akibat sumber gempa.

1.5 Sistematika Penulisan

Sistematika penulisan pada penelitian ini antara lain terdiri dari Bab I. Pendahuluan yang berisi latar belakang, rumusan masalah, tujuan, batasan masalah dan sistematika penulisan. Bab II. Tinjauan Pustaka yang berisi kajian literatur yang digunakan sebagai bahan acuan pada penelitian. Bab III. Metodologi Penelitian yang berisi tahapan penelitian dan diagram alir penelitian.

Bab IV. Hasil dan Pembahasan yang berisi tentang hasil analisis data yang diperoleh selama penelitian. Bab V. Penutup yang berisi Kesimpulan dan Saran.

BAB II

KAJIAN PUSTAKA

2.1 Fungsi Green

Diketahui persamaan gaya untuk medium elastik kontinu seperti pada Persamaan (2.1) dimana ρ adalah densitas, u_i adalah *displacement*, τ_{ij} adalah tensor tegangan dan f_i adalah *body forces*. Menyelesaikan Persamaan (2.1) secara umum cukup sulit jika melibatkan f_i . Mari kita pelajari bagaimana properti dari sumber bisa dimodelkan dan berhubungan dengan *seismic displacement* yang terekam oleh instrumen di suatu stasiun. Misal terdapat unit vektor gaya $\mathbf{f}(\mathbf{x}_o, t_o)$ dikenakan pada titik \mathbf{x}_o pada waktu t_o . Akibat dari sumber gaya ini, terdapat *displacement* $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ yang terukur pada *receiver* pada posisi \mathbf{x} . Pada umumnya, $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ merupakan fungsi kompleks dari kecepatan seismik bumi, struktur densitas dan akan melibatkan berbagai macam fase seismik. Fungsi $\mathbf{u}(t)$ akan bervariasi untuk tiap sumber dan posisi *receiver* yang berbeda. Bagaimanapun, untuk tiap $\mathbf{f}(\mathbf{x}_o, t_o)$ dan \mathbf{x} terdapat fungsi $\mathbf{u}(t)$ yang unik yang mendiskripsikan respon bumi yang dapat dihitung jika informasi yang cukup tentang struktur bumi diketahui.

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j \tau_{ij} + f_i \quad (2.1)$$

Dengan menggunakan masalah ini, akan lebih mudah jika digunakan notasi yang membedakan besaran pada sumber dari semua besaran tentang perambatan gelombang. Hal ini dilakukan dengan menggunakan fungsi green $\mathbf{G}(\mathbf{x}, t)$ yang memberikan *displacement* pada titik \mathbf{x} yang dihasilkan dari fungsi unit gaya yang dikenakan pada titik \mathbf{x}_o . Secara umum dapat ditulis seperti pada Persamaan (2.2).

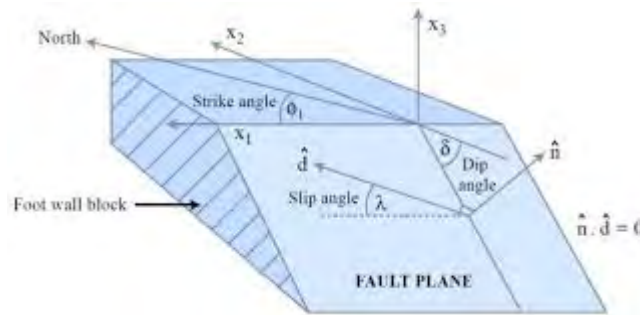
$$u_i(\mathbf{x}, t) = G_{ij}(\mathbf{x}, t; \mathbf{x}_o, t_o) f_j(\mathbf{x}_o, t_o) \quad (2.2)$$

dimana \mathbf{u} adalah perpindahan, \mathbf{f} adalah vektor gaya dan \mathbf{G} adalah fungsi Green *elastodynamic*. Karena bentuk persamaan yang linear, hasil *displacement* yang dihasilkan dari beberapa distribusi *body force* dapat dihitung dengan menjumlahkan solusi setiap titik sumber. Selain itu, pengetahuan terhadap

displacement akan mengizinkan kita untuk melakukan inversi agar didapatkan distribusi *body force*.

2.2 Representasi Analisis Patahan

Dalam banyak aplikasi, termasuk analisis momen tensor seismik, sangat dibutuhkan pengetahuan tentang hubungan antara bidang patahan, bidang *auxiliary* dan *stress axes*. Dari Gambar 2.1, normal patahan dan vektor *slip* dapat diberikan dalam sistem koordinat geografi yaitu,



Gambar 2.1 Geometri Patahan (Stein, 2003)

$$\hat{n} = \begin{pmatrix} -\sin \delta \sin \phi_f \\ -\sin \delta \cos \phi_f \\ \cos \delta \end{pmatrix} \quad (2.3)$$

$$\hat{d} = \begin{pmatrix} \cos \lambda \cos \phi_f + \sin \lambda \cos \delta \sin \phi_f \\ -\cos \lambda \sin \phi_f + \sin \lambda \cos \delta \cos \phi_f \\ \sin \lambda \sin \delta \end{pmatrix} \quad (2.4)$$

Karena *null axes* (**B**) adalah orthogonal dengan normal patahan dan vektor *slip*, maka unit vektornya adalah

$$\hat{b} = \hat{n} \times \hat{d} = \begin{pmatrix} -\sin \lambda \cos \phi_f + \cos \lambda \cos \delta \sin \phi_f \\ \sin \lambda \sin \phi_f + \cos \lambda \cos \delta \cos \phi_f \\ \cos \lambda \sin \delta \end{pmatrix} \quad (2.5)$$

Dengan cara yang sama, dapat ditemukan unit vektor \hat{p} dan \hat{t} untuk **P** dan **T** axes,

$$\hat{t} = \hat{n} + \hat{d} \quad (2.6)$$

$$\hat{p} = \hat{n} - \hat{d} \quad (2.7)$$

Hubungan antara bidang patahan dengan bidang *auxiliary* dapat diturunkan dari fakta bahwa vektor *slip* dari bidang patahan merupakan normal

dari bidang *auxiliary* begitu pula sebaliknya. Jika \hat{n}_1 , \hat{d}_1 dan \hat{n}_2 , \hat{d}_2 adalah normal patahan dan vektor *slip* dari kedua patahan, maka

$$\hat{d}_1 = \hat{n}_2 \quad (2.8)$$

$$\hat{n}_2 = \hat{d}_1 \quad (2.9)$$

$$\begin{pmatrix} \cos \lambda_1 \cos \phi_{f1} + \sin \lambda_1 \cos \delta_1 \sin \phi_{f1} \\ -\cos \lambda_1 \sin \phi_{f1} + \sin \lambda_1 \cos \delta_1 \cos \phi_{f1} \\ \sin \lambda_1 \sin \delta_1 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\sin \delta_2 \sin \phi_{f2} \\ -\sin \delta_2 \cos \phi_{f2} \\ \cos \delta_2 \end{pmatrix} \quad (2.10)$$

$$\cos \lambda_2 = \sin \delta_1 \sin (\phi_{f2} - \phi_{f1}) \quad (2.11)$$

$$\cos \delta_2 = \sin \lambda_1 \sin \delta_1 \quad (2.12)$$

Dengan tambahan konstrain yang muncul dari fakta bahwa kedua bidang saling tegak lurus, maka

$$\hat{n}_1 \cdot \hat{n}_2 = 0 \quad (2.13)$$

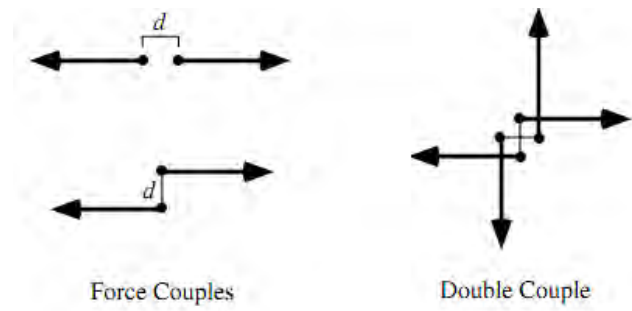
$$\sin \delta_1 \sin \delta_2 \cos (\phi_{f1} - \phi_{f2}) + \cos \delta_1 \cos \delta_2 = 0 \quad (2.14)$$

(Stein S, 2003)

2.3 Momen Tensor

Suatu gempa bumi biasanya dimodelkan sebagai *slip* pada suatu patahan, diskontinuitas *displacement* sepanjang permukaan internal pada media elastik. Parameter ini tidak bisa digunakan langsung pada Persamaan (2.2) untuk memodelkan *ground motion*. Namun, terdapat distribusi *body forces* yang memproduksi *displacement* yang sama sebagai slip pada patahan internal yang disebut *equivalent body forces* untuk model patahan.

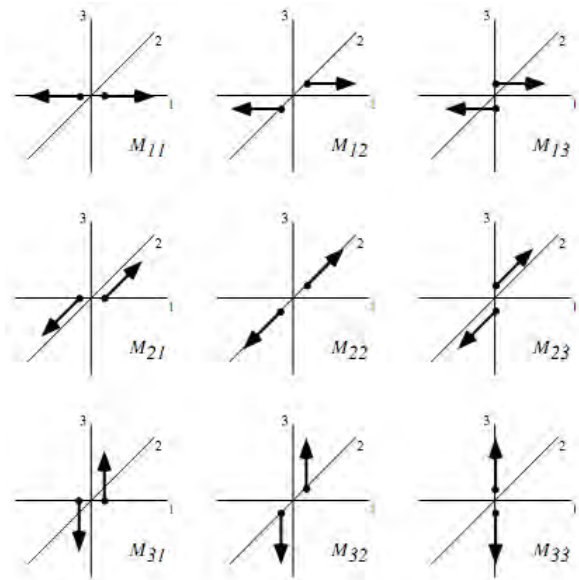
Sekarang, dimisalkan terdapat sumber yang cukup kecil jika dibandingkan dengan panjang gelombang dari energi yang diradiasikan sehingga sumber ini bisa disebut sumber titik. Dua vektor gaya dengan besar f , arah yang berlawanan dan dipisahkan dengan jarak d dikenakan pada sumber (Gambar 2.2). Hal ini disebut *force couple* atau dipol vektor. Vektor gaya dapat dipisahkan dengan arah tegak lurus dari gaya. Dalam kasus ini, mometum angular tidak akan kekal kecuali jika terdapat pasangan pelengkap yang menyeimbangkan gaya. Hasil pasangan ini disebut *double couple*. Namun, pada kenyataannya gaya yang mengenai suatu patahan selalu berupa *double couple*.



Gambar 2.2 *Force couple* dan *Double couple* (Shearer, 2009: 243)

Force couple M_{ij} didefinisikan pada sistem koordinat Kartesian sebagai pasangan dari gaya yang arahnya berlawanan pada arah i dan dipisahkan dengan arah j . Pada Gambar 2.3 dapat dilihat sembilan *force couple* yang berbeda. Kondisi kekekalan momentum angular mengharuskan \mathbf{M} untuk simetri sehingga \mathbf{M} hanya memiliki enam elemen *independent*. Besar dari M_{ij} diberikan dari hasil fd dan diasumsikan konstan selama d mendekati nol. Momen tensor \mathbf{M} dapat didefinisikan sebagai,

$$\mathbf{M} = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{bmatrix} \quad (2.15)$$



Gambar 2.3 *Force Couple* Pembentuk Momen Tensor (Shearer, 2009: 244)

Momen tensor merepresentasikan gaya internal yang bekerja pada sebuah titik pada medium elastik. Menggunakan Persamaan (2.2), dapat diekspresikan

displacement yang dihasilkan dari *force couple* pada titik \mathbf{x}_o dalam fungsi green yaitu

$$u_i(\mathbf{x}, t) = G_{ij}(\mathbf{x}, t; \mathbf{x}_o, t_o) f_j(\mathbf{x}_o, t_o) - G_{ij}(\mathbf{x}, t; \mathbf{x}_o - \hat{x}_k d, t_o) f_j(\mathbf{x}_o, t_o)$$

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \frac{\partial G_{ij}(\mathbf{x}, t; \mathbf{x}_o, t_o)}{\partial (x_o)_k} f_j(\mathbf{x}_o, t_o) d \quad (2.16)$$

dimana vektor gaya f_j dipisahkan oleh jarak d pada arah \hat{x}_k . Produk $f_j d$ adalah k kolom dari M_{jk} sehingga

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \frac{\partial G_{ij}(\mathbf{x}, t; \mathbf{x}_o, t_o)}{\partial (x_o)_k} M_{jk}(\mathbf{x}_o, t_o) \quad (2.17)$$

(Shearer, 2009)

Momen tensor dengan elemen M_{ij} pada bidang patahan dengan vektor *slip* \mathbf{D} dan normal dengan arah \mathbf{v} adalah

$$M_{kj} = \mu A (D_k v_j + D_j v_k) \quad (2.18)$$

Catatan bahwa kesimetrian dari vektor *slip* \mathbf{D} dan normal patahan \mathbf{v} memberikan ambiguitas pada bidang patahan dan bidang *auxiliary* untuk titik *double couple*. Dengan menggunakan sistem koordinat seperti pada Gambar 2.4 dan jika kita mengekspresikan koordinat vektor *slip* dan normal patahan dengan ϕ_f , δ dan λ maka

$$D = \bar{D} (\cos \lambda \cos \phi_f + \cos \delta \sin \lambda \sin \phi_f) \hat{x}_1 + \bar{D} (\cos \lambda \cos \phi_f - \cos \delta \sin \lambda \sin \phi_f) \hat{x}_2 - \bar{D} (\sin \delta \sin \lambda) \hat{x}_3 \quad (2.19)$$

dengan \bar{D} adalah *slip* rata-rata

$$\mathbf{v} = -\sin \lambda \sin \phi_f \hat{x}_1 + \sin \delta \cos \phi_f \hat{x}_2 - \cos \delta \hat{x}_3 \quad (2.20)$$

dan

$$M_{11} = -M_0 (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi_f + \sin 2\delta \sin \lambda \sin^2 \phi_f)$$

$$M_{22} = M_0 (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi_f - \sin 2\delta \sin \lambda \cos^2 \phi_f)$$

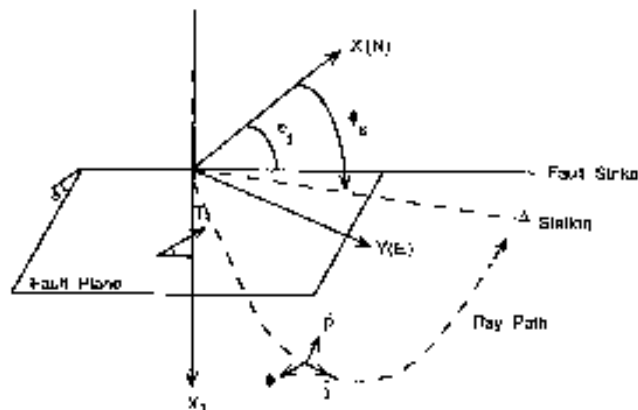
$$M_{33} = M_0 \sin 2\delta \sin \lambda = -(M_{11} + M_{22})$$

$$M_{12} = M_0 \left(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi_f + \frac{1}{2} \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\phi_f \right)$$

$$M_{13} = -M_0 (\cos \delta \cos \lambda \cos \phi_f + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \phi_f)$$

$$M_{23} = -M_0 (\cos \delta \cos \lambda \sin \phi_f - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \phi_f) \quad (2.21)$$

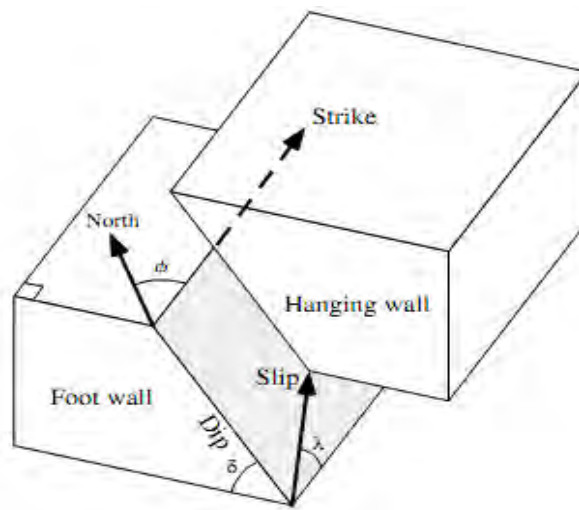
(Lay & Wallace, 1995)



Gambar 2.4 Sistem Koordinat Patahan (Lay & Wallace, 1995)

2.4 Bidang Patahan

Gempabumi dapat dikatakan sebagai pergerakan sepanjang bidang patahan dengan berbagai orientasi (Gambar 2.4). Bidang patahan didefinisikan oleh *strike* (ϕ , azimuth patahan dari utara sampai perpotongan permukaan horizontal) dan *dip* (δ , sudut dari horizontal). Untuk patahan non-vertikal, blok yang lebih rendah disebut *foot wall* dan blok yang lebih naik adalah *hanging wall*. Vektor *slip* didefinisikan oleh pergerakan relatif *hanging wall* terhadap *foot wall*. *Rake*, λ adalah sudut antara vektor *slip* dan *strike*. Pergerakan ke atas dari *hanging wall* disebut *reverse faulting* dan sebaliknya disebut *normal faulting*. *Reverse faulting* pada patahan dengan sudut *dip* kurang dari 45° disebut juga *thrust faulting*. Jika patahan hampir mendekati horizontal disebut patahan *overthrust*. Pada umumnya, *reverse fault* melibatkan tekanan horizontal di arah tegak lurus dengan *strike* patahan dimana *normal fault* melibatkan tarikan horizontal. Pergerakan horizontal antar permukaan patahan termasuk *strike-slip* dan pergerakan vertikal termasuk *dip-slip*.

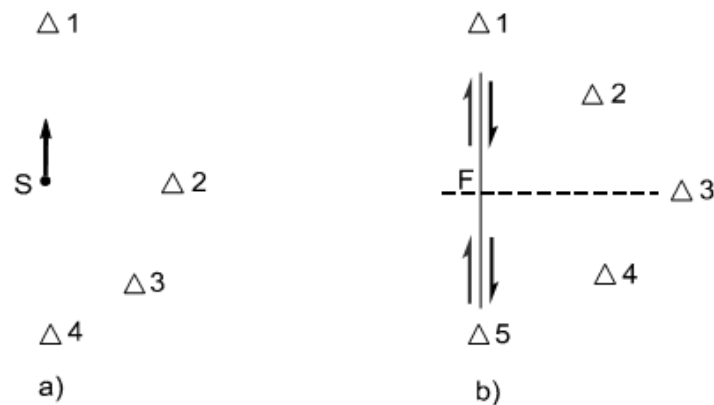


Gambar 2.5 Bidang Planar Didefinisikan *Strike* dan *Dip* dari Permukaan Patahan dan Arah Vektor *Slip* (Shearer, 2009)

Strike ($0 \leq \phi \leq 360^\circ$), *dip* ($0 \leq \delta \leq 90^\circ$), *rake* ($0 \leq \lambda \leq 360^\circ$) dan besar dari vektor *slip*, D , mendefinisikan model seismik dasar dari *faulting* atau *focal mechanism*. Dapat dilihat bahwa energi seismik yang diradiasikan dari suatu patahan dapat dimodelkan dengan sumber *double couple*, representasi equivalent *body force* dari medan *displacement* (Shearer, 2009).

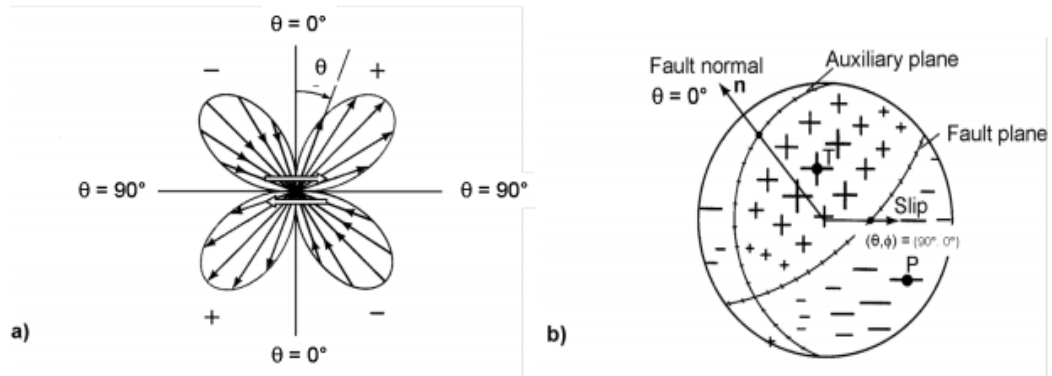
2.5 Penentuan Solusi Bidang Patahan

Arah (polaritas) dan amplitudo dari pergerakan gelombang seismik yang sampai pada stasiun dengan jarak tertentu bergantung pada tipe gelombang dan posisi stasiun dari sumber gempa bumi (Gambar 2.6a dan b). Gambar 2.6a merepresentasikan *displacement* linear dari sumber titik **S** sementara Gambar 2.6b menggambarkan *right lateral (dextral)* dislokasi regangan sepanjang bidang patahan **F**. Dislokasi regangan adalah model paling umum untuk menjelaskan patahnya bidang patahan. Dari Gambar 2.6a, ketika **S** bergerak menuju $\Delta 1$, maka stasiun ini akan melihat gelombang datang P *compressional* (+), $\Delta 4$ akan merekam gelombang P dengan tanda berbeda (-), dilatasi dan stasiun $\Delta 2$ tidak akan menerima gelombang P. Untuk gelombang S yang terpolarisasi paralel dengan perpindahan dari **S** dan tegak lurus dengan arah penjalaran gelombang akan direkam pada $\Delta 2$ tapi tidak pada $\Delta 1$ dan $\Delta 4$ sementara stasiun $\Delta 3$ akan menerima gelombang P dan S.



Gambar 2.6 Arah Perpindahan dari Sumber Tergantung pada Stasiun Seismik Δ_i untuk a) *Single Force* pada Titik **S** dan b) *Fault Rupture* **F** (Borman, 2013)

Pada *fault rupture* (Gambar 2.6b), pada stasiun Δ_1 dan Δ_5 , yang diposisikan pada arah *strike* dari patahan, tanda berlawanan dari pergerakan P dari kedua sisi patahan akan dihilangkan (tidak ada gelombang P yang teramati), hal ini juga berlaku untuk stasiun Δ_3 yang tegak lurus patahan. Untuk stasiun Δ_2 dan Δ_4 yang diposisikan pada sudut 45° dari patahan akan merekam pergerakan gelombang P dengan amplitudo maksimum tapi berlawanan tanda. Hal ini semakin jelas dengan melihat Gambar 2.6 terlihat terdapat perubahan polarisasi dan amplitudo di empat kuadran. Panjang dari panah perpindahan sebanding dengan amplitudo gelombang P yang diamati dari arah berbeda dari patahan. Dengan mengamati gelombang datang pertama dari gelombang P pada beberapa stasiun di azimuth yang berbeda (dari acuan sumber), akan mungkin untuk mengetahui solusi bidang patahan. Namun, karena kesimetrian dari pola *first motion*, dua potensial *rupture planes* yang tegak lurus satu sama lain dapat dibentuk. Sehingga dengan berdasar hanya pada data polarisasi, ambiguitas terhadap mana yang berlaku pada bidang patahan akan timbul. Hal ini hanya bisa diputuskan dengan mengetahui sifat seismotektonik dari patahan atau dengan menggunakan data tambahan amplitudo azimuthal dan frekuensi yang bersangkutan dengan pola *waveform*.



Gambar 2.7 Pola Radiasi dari Komponen Perpindahan Radial (Gelombang P) pada Sumber Double Couple a) Untuk Bidang dengan Azimuth Konstan (dengan Amplitudo Sebanding $\sin 2\theta$) dan b) Pada Bola dengan Pusat di Originnya (Bormann, 2013)

Distribusi amplitudo dari gelombang P, A_p , untuk sumber titik dengan mekanisme regangan *double couple* dideskripsikan dengan sistem koordinat *spherical* yaitu

$$A_p(\theta, \phi) = \cos \phi \sin 2\theta \quad (2.22)$$

Ekspreksi ini membagi *focal sphere* menjadi empat kuadran. *Focal sphere* untuk sumber seismik titik adalah bola dengan radius terbatas yang berpusat pada sumber. Dalam tiap kuadran tanda dari gelombang P yang datang pertama (polarisasi) tidak berubah tapi amplitudonya besar pada pusat kuadran dan kecil (atau nol) pada daerah dekat bidang patahan dan bidang *auxiliary*. Garis nodal untuk gelombang P, dimana $A_p(\theta, \phi) = \cos \phi \sin 2\theta = 0$ memisahkan tiap kuadran. Garis nodal ini serupa dengan proyeksi horizontal dari dua bidang patahan ortogonal yang melintasi *focal sphere*. Kuadran yang berlawanan mempunyai polaritas yang sama, kuadran yang bersebelahan mempunyai polaritas yang berbeda.

Posisi dari kuadran pada *focal sphere* bergantung pada orientasi pada patahan aktif dan arah *slip*. Seperti yang diilustrasikan pada Gambar 2.7 yang memperlihatkan pola radiasi gelombang P untuk *event* dengan komponen *strike* dan *slip*. Estimasi dari polarisasi gerakan pertama gelombang P dan *back-projection* pada *focal sphere* mengizinkan kita untuk mengidentifikasi tipe dari *focal mechanism*. Satu-satunya masalah adalah bahwa hiposenter dan jejak sinar

seismik dari sumber ke tiap stasiun harus diketahui. Hal ini akan menimbulkan kesulitan untuk penjalaran sinar di bumi heterogen dengan struktur kecepatan 2D atau 3D.

Solusi bidang patahan berdasarkan arah gerakan pertama dari gelombang P akan lebih baik jika menambahkan amplitudo perpindahan pola radiasi dari gelombang S. Dalam kasus mekanisme *double couple*, pola amplitudo gelombang S mempunyai hubungan

$$\mathbf{A}_s = \cos 2\theta \cos \phi \boldsymbol{\theta} - \cos \theta \sin \phi \boldsymbol{\phi} \quad (2.23)$$

dengan $\boldsymbol{\theta}$ dan $\boldsymbol{\phi}$ adalah unit vektor di arah θ dan ϕ , \mathbf{A}_s vektor perpindahan gelombang S (Bormann, 2013).

2.6 Pemodelan *Waveform*

Informasi tentang gerakan pertama gelombang P sering tidak mencukupi untuk meng-*constrain focal mechanism*. Informasi tambahan didapatkan dengan membandingkan gelombang badan dan gelombang permukaan yang teramati dengan sintetiknya, *waveform* yang dihitung untuk berbagai variasi parameter sumber dan menemukan model yang terbaik yang paling fit dengan data, baik dengan metode *forward* atau inversi. Analisis *waveform* juga memberikan informasi tentang kedalaman gempabumi dan proses patahan yang tidak dapat didapatkan dari gerakan pertama.

Untuk mendapatkan *waveform* sintetik, kita menganggap gerakan tanah yang direkam seismogram sebagai kombinasi dari faktor sumber gempabumi, struktur bumi di sepanjang lintasan gelombang dan seismometer. Tiap faktor dapat dianggap sebagai operasi yang efeknya bergantung pada frekuensi dari gelombang seismik. Seismogram $u(t)$ sering dijabarkan dalam fungsi transformasi Fouriernya $U(\omega)$ yang merepresentasikan kontribusi dari tiap frekuensi yang berbeda,

$$u(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} U(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad U(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} u(t) e^{-i\omega t} dt \quad (2.24)$$

Untuk mendapatkan seismogram sintetik dari suatu gempabumi, diskripsikan kombinasi efek dari berbagai faktor sebagai konvolusi dari deret waktu.

$$u(t) = x(t) * e(t) * q(t) * i(t) \quad (2.25)$$

dimana $x(t)$ adalah fungsi waktu sumber $e(t)$ dan $q(t)$ merepresentasikan efek dari struktur bumi dan $i(t)$ mendeskripsikan respon dari instrumen seismometer. Diketahui bahwa konvolusi pada domain waktu adalah sama dengan perkalian domain frekuensi, sehingga

$$U(\omega) = X(\omega) * E(\omega) * Q(\omega) * I(\omega) \quad (2.26)$$

Pada Persamaan (2.26) efek dari struktur bumi terdiri dari dua faktor. Pertama, $e(t)$ memberikan efek dari refleksi dan konversi gelombang seismik sepanjang lintasan sinar dan efek dari sebaran geometrik dari sinar akibat struktur kecepatan. Semua efek ini adalah fenomena gelombang elastik. Terdapat pula anelastik atenuasi yang dideskripsikan oleh $q(t)$, dimana pada beberapa gelombang seismik mengalami kehilangan energi akibat konversi menjadi panas (Stein S, 2003).

2.7 Metode Perhitungan Seismogram Sintetik

Pada umumnya, tujuan dari seismologi adalah untuk menghitung apa yang akan direkam oleh seismogram pada lokasi *receiver* tertentu sehingga dapat memberikan spesifikasi dari sumber seismik dan model bumi dimana gelombang seismik menjalar. Masalah ini adalah *forward problem* yang tentu dapat diselesaikan. Bagaimanapun, error pada seismogram sintetik sering terjadi dalam aplikasinya. Ketidakakuratan ini dapat dibagi menjadi dua bagian, yaitu ketidakakuratan yang ditimbulkan oleh aproksimasi dari teori yang digunakan untuk menghitung seismogram sintetik dan error yang disebabkan oleh model sumber dan model bumi yang digunakan (namun model adalah representasi hasil dari masalah sebenarnya).

Karena linearitas dari masalah dan prinsip superposisi (distribusi sumber dapat dideskripsikan sebagai jumlahan beberapa sumber titik), tidak ada kesulitan yang serius dalam pemodelan bahkan dengan beberapa sumber. Sejauh ini, bagian tersulit dari menghitung seismogram sintetik adalah dalam penyelesaian untuk efek penjalaran dalam melewati struktur kecepatan yang sebenarnya. Bagian dari solusi yang menghubungkan distribusi gaya pada sumber dengan perpindahan

pada receiver disajikan dalam fungsi Green elastodinamik. Penghitungan fungsi Green adalah kunci dari perhitungan seismogram sintetik ini karena fungsi ini mengandung semua properti elastis dari material dan kondisi batas.

Terdapat beberapa metode untuk menghitung seismogram sintetik, yaitu

1. Metode *finite-difference* dan *finite-element* yang menggunakan komputer untuk menyelesaikan persamaan dari elemen model. Metode ini mempunyai keuntungan untuk dapat mengatasi model yang kompleks. Biaya perhitungan sebanding dengan jumlah *grid points* yang dibutuhkan.
2. Metode teori sinar dimana geometri sinar secara eksplisit dispesifikasikan dan lintasan sinar dihitung. Metode ini memerlukan teori sinar sederhana, WKBJ dan teori sinar “*generalized*”. Metode ini sangat berguna pada frekuensi tinggi dimana pendekatan teori sinar akan lebih akurat. Metode ini dapat diaplikasikan dengan sederhana pada model bumi satu dimensi tapi dapat digeneralisasi untuk model bumi tiga dimensi.
3. Metode lapisan homogen dimana model mengandung sederetan lapisan horizontal dengan properti konstan dalam tiap lapisan. Metode matriks sering digunakan untuk menghubungkan solusi antar lapisan. Metode ini dapat menghasilkan solusi pasti namun perhitungan akan menjadi intensif pada frekuensi tinggi karena besarnya jumlah lapisan yang dibutuhkan untuk mengakurasi simulasi gradien kecepatan kontinu. Tidak seperti *finite-difference* dan metode teori sinar, teknik lapisan homogen terbatas hanya pada model bumi satu dimensi.
4. Metode penjumlahan mode normal dimana gelombang berdiri (*eigenvector*) dari bumi spherical dihitung dan dijumlahkan untuk mendapatkan seismogram sintetik. Metode ini adalah metode yang paling umum dan lengkap untuk menghitung seismogram sintetik untuk bumi spherical tapi akan terjadi perhitungan yang intensif pada frekuensi tinggi. Generalisasi pada model tiga dimensi membutuhkan keterlibatan *coupling* antar mode, hal ini dapat dilakukan dengan menggunakan pendekatan *asimptotic* dan penambahan kompleksitas algoritma.

Tidak ada cara terbaik untuk menghitung seismogram sintetik karena tiap metode mempunyai keuntungan dan kelemahan masing-masing. Metode dipilih

bergantung permasalahan dan ketersediaan kemampuan komputer yang akan digunakan dalam perhitungan (Shearer, 2009).

2.8 Inversi Momen Tensor

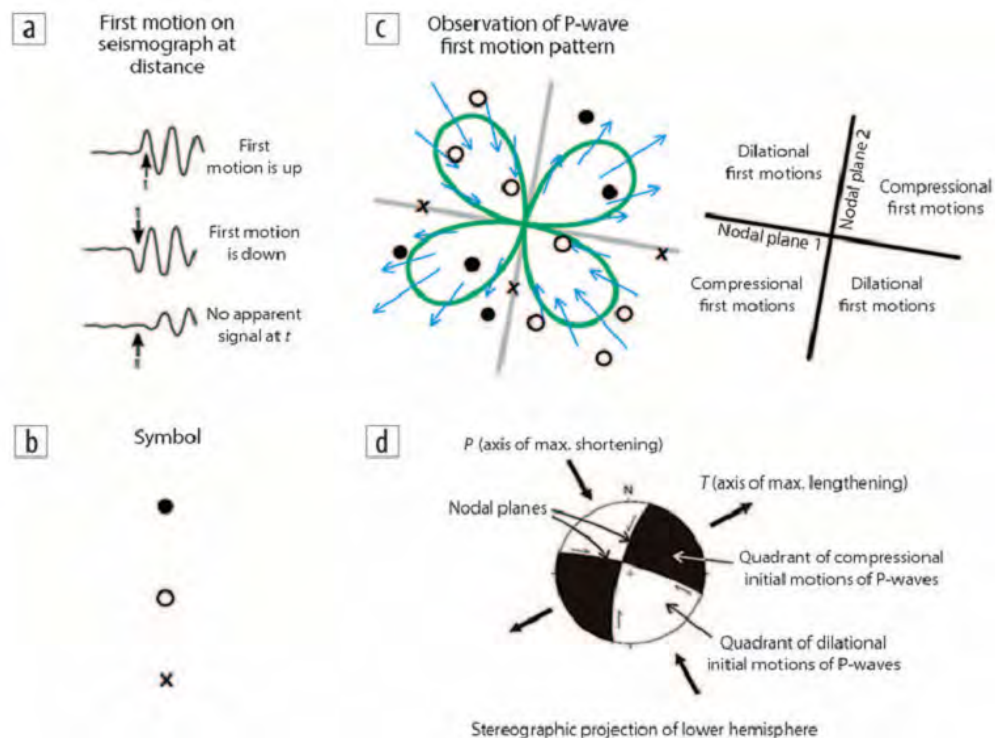
Metode dasar untuk menghitung mekanika sumber seismik adalah inversi momen tensor yang menggunakan pola radiasi seismik untuk menghitung momen tensor seismik. Terdapat tiga teknik dasar untuk proses ini, yaitu metode polaritas *first arrival*, metode amplitudo dan metode *full waveform*.

2.8.1 Metode Polaritas First Arrival

Metode paling sederhana untuk menghitung momen tensor adalah metode ini. Di metode ini, mekanisme sumber sering diasumsikan sebagai *double couple*. Gambar 2.8 memberikan ilustrasi teori untuk metode ini. Polaritas dari *first arrival* pada tiap sensor merefleksikan pola radiasi dari sumber. Karena pola radiasi gelombang P untuk mekanisme *double couple* diketahui, orientasi dari mekanisme dapat ditentukan oleh polaritas dan lokasi dari sensor dimana mereka terekam. Ketika terekam pada permukaan, polaritas *first arrival* yang naik berhubungan dengan kompresi dan turun berhubungan dengan dilatasi.

Distribusi sensor merupakan hal yang sangat penting. Contohnya, jika semua sensor terletak di sebelah selatan lokasi sumber, maka akan masuk akal jika polaritas gelombang P akan tampak identik untuk semua sensor dan akan menjadi tidak mungkin untuk menentukan orientasi mekanisme dengan tepat.

Keuntungan dari metode ini adalah karena metode ini sangat sederhana cepat dan mudah. Bagaimanapun, kelemahan dari metode ini adalah metode yang kasar, dengan constrain yang sedikit dan dapat memproduksi banyak hasil yang cocok dengan data. Kelemahan lainnya adalah akan sangat sulit untuk penyelesaian kasus dengan sumber yang lebih kompleks dari *double couple* atau mekanisme eksplosi dan implosi. Akan memungkinkan juga ketika gelombang P akan sulit untuk diidentifikasi khususnya ketika bekerja dengan sumber mikroseismik.



Gambar 2.8 Konstruksi *Beach Ball Focal Mechanism* Menggunakan *First Arrival Polarities Method*. (a) Contoh Seismogram Vertikal (b) Simbol Perekaman di Stasiun Positif, Negatif dan Tidak Ada Perekaman (c) Penggambaran Bagaimana *First Motion* yang Direkam pada Beberapa Seismometer dapat Digunakan untuk Menentukan Orientasi dari Nodal Plane Karena Pola Radiasi Gelombang P dari Kejadian *Double Couple* (d) Proyeksi *Lower Hemisphere* (Thomas, 2015)

2.8.2 Metode Amplitudo

Metode amplitudo adalah perkembangan dari metode polaritas *first arrival*. Seringkali, amplitudo gelombang P dan S digunakan untuk mengkonstrain orientasi dari pola radiasi gelombang P dan S. Keuntungan dari metode ini dibanding metode polaritas adalah memberikan constrain yang lebih baik. Keuntungan lainnya adalah menambah jumlah pengamatan ketika gelombang S digunakan. Rasio amplitudo S/P juga mengandung informasi tambahan. Kelemahan dari metode ini adalah bahwa amplitudo dipengaruhi besarnya oleh banyak faktor seperti *geometry spreading*, atenuasi dan efek stasiun. Kelemahan lainnya adalah kesulitan dalam picking gelombang P dan S.

2.8.3 Metode *Full Waveform*

Pada metode ini, data *full waveform* semua komponen yang terekam pada tiap stasiun diinversi untuk mendapatkan seismik momen tensor. Data mengandung pengaruh dari sumber juga pengaruh dari medium perambatan. Efek propagasi dapat dihilangkan dengan memodelkan penjalaran gelombang seismik antara sumber dan *receiver* seakurat mungkin dengan menggunakan fungsi green. Komponen ke n dari *displacement* u yang direkam pada posisi x dan waktu t dapat ditulis

$$u_n(x, t) = M_{pq}(t) * G_{np,q}(x, t), \quad n, p, q = x, y, z \quad (2.27)$$

dimana M_{pq} adalah *force couple* pada arah pq dan $G_{np,q}$ adalah turunan spasial dari fungsi green komponen ke n yang dihasilkan oleh M_{pq} .

Pada domain frekuensi Persamaan (2.27) adalah linear karena konvolusi akan menjadi perkalian biasa. Adapun inversi sering dilakukan dalam domain frekuensi dan diselesaikan terpisah untuk tiap frekuensi. Masalah ini dapat direpresentasikan dengan menggunakan matriks dan diselesaikan dengan metode *least square*. Kualitas dari inversi dapat diketahui dari evaluasi misfit antara data perhitungan dan pengamatan.

Keuntungan dari metode ini adalah selama fungsi green dihitung dengan akurat maka hasil yang didapat akan baik. Kelemahan dari metode ini adalah dibutuhkan model bumi terbaik untuk perhitungan untuk didapat hasil maksimal. Selain itu, metode ini ditampilkan dengan baik untuk data *low frequency* karena hasil yang menjadi tidak stabil pada frekuensi yang tinggi (Thomas et al, 2015).

2.9 Keadaan Tektonik Jepang

Pulau Jepang terletak di pinggir area lempeng Pasifik, lempeng Laut Filipina, lempeng Amerika Utara dan lempeng Eurasia (Gambar 2.9). Lempeng Samudra, lempeng pasifik dan lempeng laut Filipina tersubduksi di *trench* atau palung. Lempeng Pasifik turun di bawah lempeng Amerika Utara pada Kuril *trench* dan Japan *trench* dan di bawah lempeng laut Filipina di Izu-Bonin *trench*. Lempeng laut Filipina menurun ke bawah diantara lempeng Eurasian di palung

Suruga dan Nankai dan di Ryukyu *trench*. Pinggiran lempeng Pasifik masuk ke dalam lempeng Eurasian.



Gambar 2.9 Lempeng di Jepang (<http://www.glgarcs.net/intro/subduction.html>)

Gempabumi sering terjadi di perbatasan antar lempeng. Di Jepang, lebih dari 1300 gempabumi yang dapat dirasakan terjadi di tahun 2010. Frekuensi gempa susulan dengan $M \geq 5$ setelah gempabumi dengan $M = 9$ di bagian timur Jepang pada 2011 adalah melebihi 400, dua minggu setelah gempa utama.

Di pinggiran lempeng, kerak bumi ditekan oleh pergerakan lempeng. Batuan pecah dan energi dibebaskan ketika tekanan melebihi batasannya. *Rupture* biasanya terjadi sepanjang patahan, yang dianggap sebagai sumber seismik. Adapun *rapid slip* dari batuan sepanjang patahan terjadi ketika gempabumi. Aktivitas vulkanik juga menyebabkan gempabumi. Gempabumi dangkal sering terjadi di pinggiran *trench* dan sekitar gunung api aktif dan patahan. Gempabumi dangkal dan dalam juga sering terjadi di sebelah barat dari pulau Honshu dan sebelah utara dari pulau Hokkaido. Daerah terjadinya gempabumi adalah sepanjang perbatasan antara lempeng Amerika Utara dan lempeng Eurasia (<http://www.glgarcs.net/intro/subduction.html>).

BAB III

METODE PENELITIAN

3.1 Data Penelitian

Pada penelitian kali ini digunakan data gempa Jepang tiga komponen (BHZ, BHE, BHN) pada koordinat 22° LU - 47° LU dan 121° BT - 153° BT dengan magnitude di atas 5 Mj dan didapat dari www.fnet.bosai.go.jp/. Data yang digunakan merupakan data gempabumi yang terekam pada 1 - 15 stasiun lokal di Jepang dalam rentang waktu 1 Januari 2015 – 1 Desember 2015.

3.2 Metode Penelitian

3.2.1 Perhitungan Fungsi Green

Untuk perhitungan momen tensor, dilakukan perhitungan fungsi Green terlebih dahulu. Fungsi Green dihitung dengan metode *wavenumber integration* dengan input berupa model bumi yang didapat dari www.fnet.bosai.go.jp (Tabel 3.1) yang diinputkan dengan format mkmodel96. Metode ini diaplikasikan dalam *software* paket *Computer Program in Seismology*. Terdapat tiga program yang akan digunakan dalam langkah ini. Pertama adalah program hprep96 yang akan mempersiapkan data yang dibutuhkan untuk proses *wavenumber integration*. Pada proses ini, selain memberikan input file berupa model bumi, juga dilakukan penentuan beberapa parameter data seperti data kedalaman dan titik-titik episentral yang akan dilakukan untuk perhitungan, interval sampling dari deret waktu, jumlah titik pada deret waktu. Output dari proses ini berupa file hspec96.dat yang selanjutnya akan diolah dengan menggunakan program hspec96. Pada langkah ini, proses *wavenumber integration* dilakukan untuk menghasilkan fungsi green dalam fungsi frekuensi – jarak. Output yang dihasilkan berupa file hspec96.grn. Langkah terakhir adalah mengkonvolusikan respon dengan fungsi waktu sumber menggunakan program hpulse96 dan dihasilkan file96 yang merupakan histories waktu fungsi green .

3.2.2 Inversi Momen Tensor

Pada tahap awal dilakukan pengolahan data yang selanjutnya akan digunakan dalam proses inversi. Pengolahan pertama adalah dekonvolusi seismogram terhadap fungsi respons instrument. Selanjutnya dilakukan proses rotasi terhadap seismogram sehingga didapat komponen Z, T dan R. Proses rotasi dilakukan terhadap sudut back azimuth. Selain itu dilakukan pula pemilihan *waveform* berdasarkan jarak stasiun ke sumber. Pada penelitian ini digunakan *waveform* dengan *distance* kurang dari 500 km.

Setelah pengolahan data selesai, dilakukan tahap inversi. Tahap ini menggunakan program *wvfgrd96* yang terdapat dalam paket *Computer Program in Seismology*. Pada proses ini dilakukan perhitungan nilai moment tensor pada kedalaman 1 – 110 km dengan interval tiap 1 km. Pada tahap ini dilakukan pula pembuatan seismogram sintetik dengan frekuensi 0.01 – 0.03 Hz dari fungsi green yang didapat sebelumnya untuk mengetahui kualitas dari solusi.

3.2.3 Penentuan Bidang Patahan

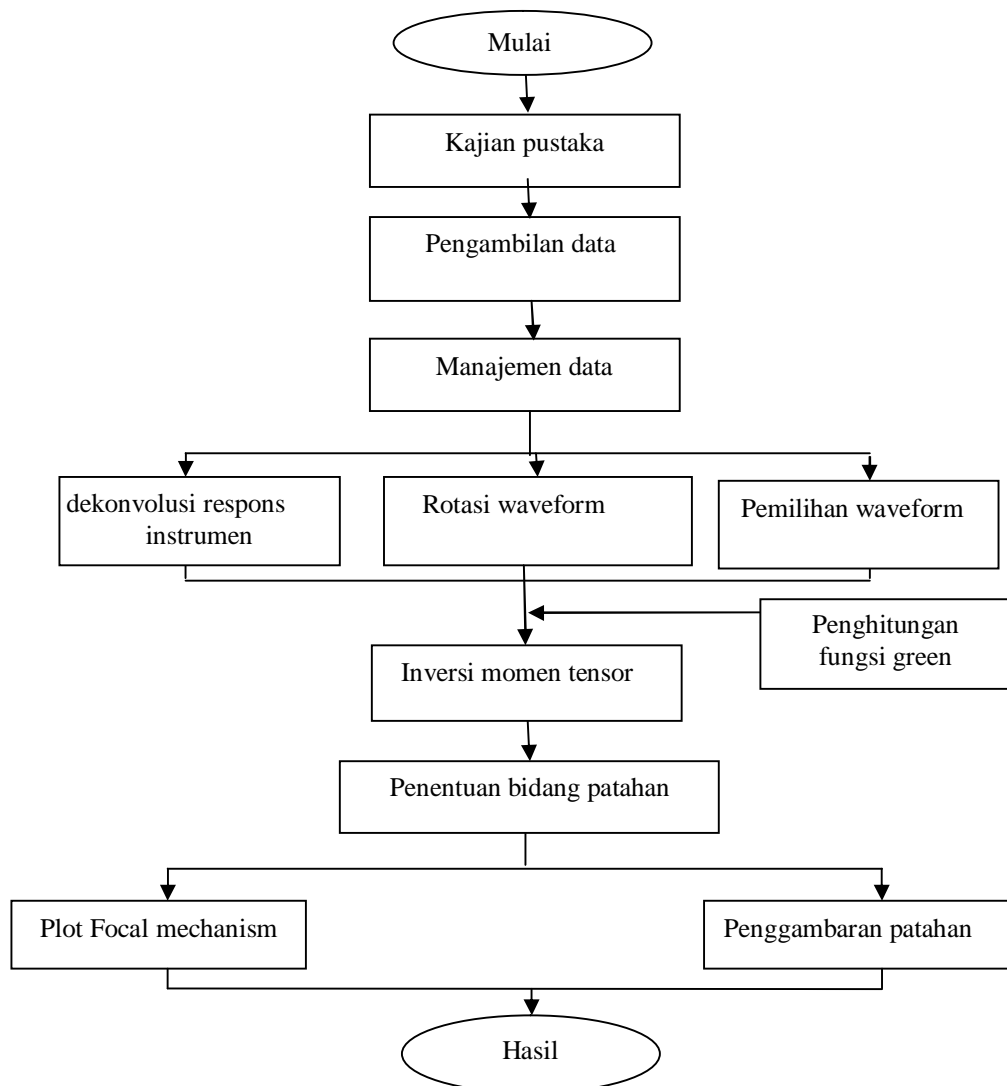
Proses ini dilakukan menggunakan software H-C plot dengan input berupa data *strike* dan *dip* dari dua bidang patahan yang didapatkan dari proses inversi dan kedalaman sumber. Dari perhitungan didapatkan data jarak antara hiposenter dengan kedua sumber gempa. Jarak yang paling dekat mengindikasikan bidang patahan yang sebenarnya.

3.2.4 Plot *Focal Mechanism* dan Penggambaran Patahan

Untuk *plotting focal mechanism* digunakan *software* GMT 4.0 dan untuk penggambaran patahan digunakan *software* Coulomb 3.3.

Tabel 3.1 Model Bumi Jepang

Kedalaman (km)	Ketebalan (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Densitas (kg/m ³)	Qp	Qs
0	3	5.5	3.14	2300	600	300
3	15	6	3.55	2400	600	300
18	15	6.7	3.83	2800	600	300
33	67	7.8	4.46	3200	600	300
100	125	8	4.57	3300	600	300
225	100	8.4	4.80	3400	600	300
325	100	8.6	4.91	3500	600	300
425	-	9.3	5.31	3700	600	300



Gambar 3.1 Diagram Alir Penelitian

“ Halaman ini sengaja dikosongkan “

BAB IV

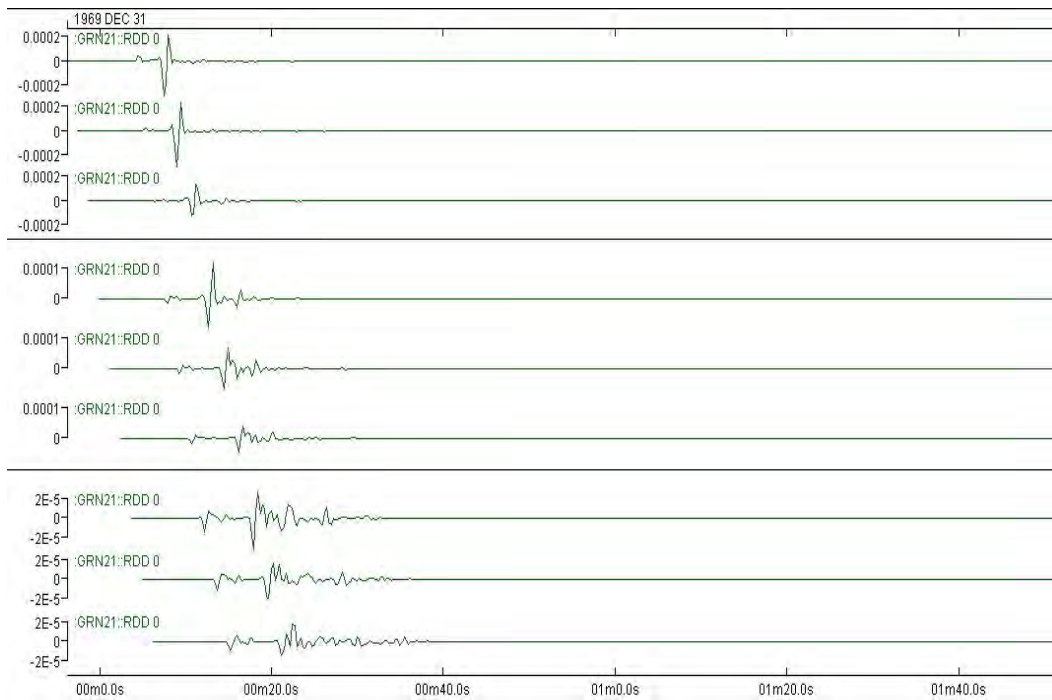
PEMBAHASAN

4.1 Perhitungan Fungsi Green

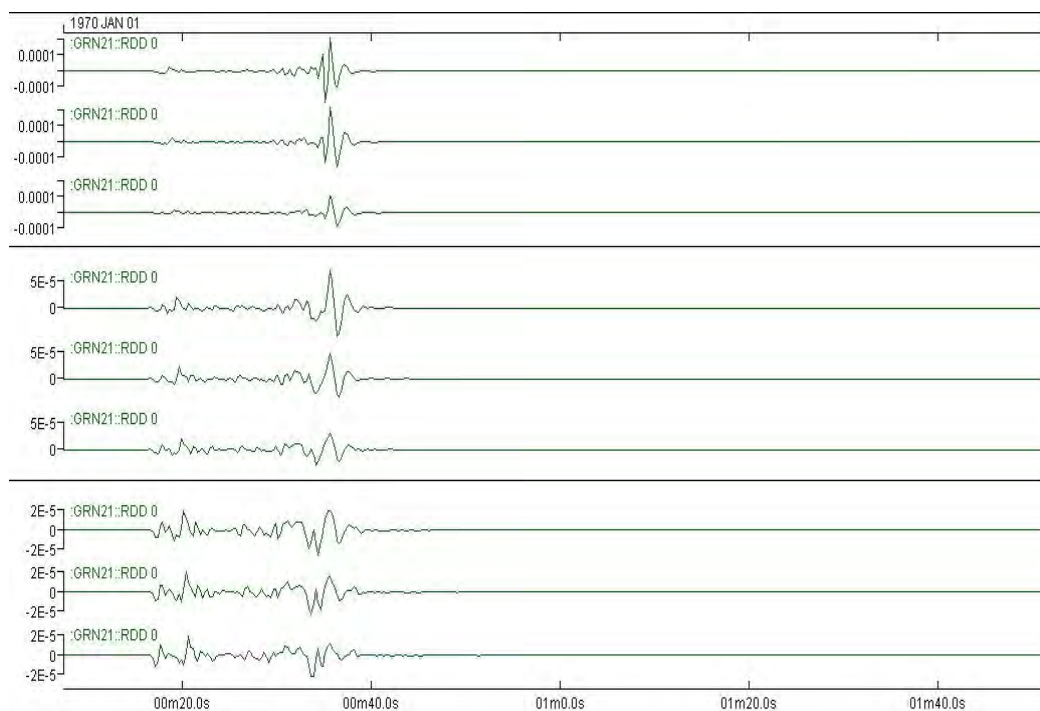
Perhitungan fungsi green dilakukan dengan teknik *wavenumber integration* yang pada dasarnya merupakan implementasi dari teknik transformasi integral untuk medium berlapis secara horizontal. Teknik ini didasarkan pada fakta bahwa untuk keadaan horizontal pada medium berlapis akan dimungkinkan untuk didapatkan representasi integral untuk keadaan dalam tiap lapisan dalam sejumlah suku koefisien yang belum diketahui. Koefisien-koefisien ini didapatkan dengan mencocokkan kondisi batas pada semua permukaan (Jensen, 2011).

Model bumi 1D dengan informasi kecepatan gelombang P dan S, densitas dan *quality factor* gelombang P dan S digunakan sebagai input perhitungan fungsi green. Fungsi green merupakan faktor yang sangat menentukan keakuratan hasil yang didapatkan. Karena itu, pemilihan model bumi harus dilakukan dengan tepat. Pada penelitian ini digunakan model bumi Jepang yang digunakan dalam perhitungan fungsi green oleh Fnet seperti pada Tabel 3.1. Model bumi ini disusun berdasarkan penelitian dari Ukawa et al (1984) untuk struktur bagian dangkal dan Fukao (1977) untuk struktur bagian yang lebih dalam (Kubo et al, 2002).

Dari proses perhitungan didapatkan hasil akhir berupa data *time series basic* dari fungsi green komponen untuk tiga patahan dasar yaitu vertikal *strike-slip*, vertikal *dip-slip* dan patahan *dip-slip* dengan dip 45^0 (Tabel 4.1) berformat SAC untuk setiap kedalaman sumber dan jarak episenter. Pada Gambar 4.1 diberikan contoh hasil perhitungan fungsi green komponen RDD pada kedalaman 24 km pada jarak 10 – 90 km dengan interval 10 km dan pada Gambar 4.2 diberikan contoh hasil perhitungan fungsi green komponen RDD pada kedalaman 10 – 90 km dengan interval 10 km pada jarak 10 km.



Gambar 4.1 Hasil Fungsi Green Komponen RDD pada Kedalaman 24 km dan Jarak 10 km (Atas) – 90 km (Bawah) dengan Interval 10 km



Gambar 4.2 Hasil Fungsi Green Komponen RDD pada Kedalaman 10 km (Atas) – 90 km (Bawah) dengan Interval 10 km dan Jarak 10 km

Tabel 4.1 Komponen Fungsi Green

Fungsi Green	Deskripsi
ZDD	Komponen vertikal 45° <i>dip slip</i>
RDD	Komponen radial 45° <i>dip slip</i>
ZDS	Komponen vertikal 90° <i>dip slip</i>
RDS	Komponen radial 90° <i>dip slip</i>
TDS	Komponen tangensial 90° <i>dip slip</i>
ZSS	Komponen vertikal <i>strike slip</i> vertikal
RSS	Komponen radial <i>strike slip</i> vertikal
TSS	Komponen tangensial <i>strike slip</i> vertikal
ZEX	Komponen vertikal eksplosif
REX	Komponen radial eksplosif

4.2 Inversi Momen Tensor

Penentuan bidang patahan memerlukan pengetahuan tentang apa yang terjadi di dalam bumi akibat suatu gangguan sumber gempa bumi. Satu-satunya data yang merupakan jejak penggambaran apa yang terjadi di bawah permukaan adalah rekaman seismogram yang didapat pada stasiun - stasiun di permukaan bumi. Data ini merupakan efek dari sumber gempa yang harus dimanfaatkan untuk mengetahui sumber penyebab gempa tersebut. Masalah ini disebut masalah inversi yang menuntut kita untuk mencari suatu penyebab dari suatu efek yang telah diketahui. Seperti yang telah diketahui sebelumnya untuk melakukan inversi terdapat beberapa jenis data yang dapat digunakan. Pada penelitian ini digunakan data *full waveform* 3 komponen Z, T dan R. Metode pemecahan masalah inversi dilakukan dengan metode *trial-error*. Dimana *trial* dengan mensimulasikan apa yang terjadi dalam bumi dengan hasil berupa seismogram sintetis dan error didapatkan dengan mencocokkan antara seismogram sintetis dengan seismogram hasil pengamatan sebenarnya.

Permasalahan inversi moment tensor digambarkan dengan sebuah persamaan yang menghubungkan antara data, respon bumi dan momen tensor yaitu

$$\mathbf{u} = \mathbf{Gm} \quad (4.1)$$

u mengandung nilai dari n sampel pada *displacement* tanah yang teramati pada berbagai stasiun. G adalah matriks $n \times 6$ yang mengandung fungsi green yang sebelumnya telah dihitung dan m adalah vektor yang mengandung elemen 6 momen tensor yang akan dicari.

Mengikuti teori yang diberikan oleh Hermann dan Wang (1985), transformasi displacement untuk permukaan bebas pada jarak r dari pusat untuk sumber *double couple* adalah

$$\begin{aligned} u_z(r, z=0, \omega) &= ZSS A_1 + ZDS A_2 + ZDD A_3 \\ u_r(r, z=0, \omega) &= RSS A_1 + RDS A_2 + RDD A_3 \\ u_\phi(r, z=0, \omega) &= TSS A_4 + TDS A_5 \end{aligned} \quad (4.2)$$

dengan u_z adalah *displacement* vertikal, u_r adalah *displacement* radial dan u_ϕ adalah *displacement* tangensial. Koefisien A merupakan fungsi dari komponen moment tensor seperti pada Persamaan (4.3)

$$\begin{aligned} A_1 &= \frac{1}{2} (M_{xx} - M_{yy}) \cos 2az + M_{zy} \sin 2az \\ A_2 &= M_{xz} \cos az + M_{yz} \sin az \\ A_3 &= -\frac{1}{2} (M_{xx} + M_{yy}) \\ A_4 &= \frac{1}{2} (M_{xx} - M_{yy}) \sin 2az - M_{zy} \cos 2az \\ A_5 &= -M_{yz} \cos az + M_{xz} \sin az \end{aligned} \quad (4.3)$$

dengan az adalah azimuth sumber ke *receiver*. Besar koefisien A di atas membawa kesalahan ketika sumber yang terjadi adalah bukan sumber yang murni isotropik atau murni deviatorik. Sehingga dilakukanlah revisi oleh Joss dan Hermann (1989). Karena setiap tensor merupakan penjumlahan antara tensor deviatorik dan isotropik, maka tiap seismogram sintetik dideskripsikan sebagai penjumlahan antara sumber deviatorik dan sumber isotropik. Sehingga terjadi perubahan atas koefisien A menjadi koefisien A^* dimana koefisien A adalah koefisien bagian deviatorik. Tinjau moment tensor M_{ij}^* sebagai penjumlahan komponen deviatorik dan isotropik

$$\begin{aligned} M_{xx}^* &= M_{xx} - \frac{M_{xx} + M_{yy} + M_{zz}}{3} \\ M_{yy}^* &= M_{yy} - \frac{M_{xx} + M_{yy} + M_{zz}}{3} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
M_{zz}^* &= M_{zz} - \frac{M_{xx} + M_{yy} + M_{zz}}{3} \\
M_{xy}^* &= M_{xy} \\
M_{xz}^* &= M_{xz} \\
M_{yz}^* &= M_{yz}
\end{aligned} \tag{4.4}$$

Sehingga didapatkan koefisien A sebagai berikut

$$\begin{aligned}
A_1^* &= A_1 \\
A_2^* &= A_2 \\
A_3^* &= -\frac{1}{6}(M_{xx} + M_{yy} - 2M_{zz}) \\
A_4^* &= A_4 \\
A_5^* &= A_5
\end{aligned} \tag{4.5}$$

Maka didapatkan persamaan *displacement* yaitu

$$\begin{aligned}
u_z(r, z = 0, \omega) &= M_{xx} \left[\frac{ZSS}{2} \cos 2az - \frac{ZDD}{6} + \frac{ZEX}{3} \right] + M_{yy} \left[\frac{-ZSS}{2} \cos 2az - \frac{ZDD}{6} + \frac{ZEX}{3} \right] + M_{zz} \left[\frac{ZDD}{3} + \frac{ZEX}{3} \right] + M_{xy} [ZSS \sin 2az] + M_{xz} [ZDS \cos az] + \\
&M_{yz} [ZDS \sin az] \\
u_r(r, z = 0, \omega) &= M_{xx} \left[\frac{RSS}{2} \cos 2az - \frac{RDD}{6} + \frac{REX}{3} \right] + M_{yy} \left[\frac{-RSS}{2} \cos 2az - \frac{RDD}{6} + \frac{REX}{3} \right] + M_{zz} \left[\frac{RDD}{3} + \frac{REX}{3} \right] + M_{xy} [RSS \sin 2az] + M_{xz} [RDS \cos az] + \\
&M_{yz} [RDS \sin az] \\
u_\phi(r, z = 0, \omega) &= \\
&M_{xx} \left[\frac{TSS}{2} \sin 2az \right] + M_{yy} \left[\frac{-TSS}{2} \sin 2az \right] + M_{xy} [-TSS \cos 2az] + \\
&M_{xz} [TDS \sin az] + M_{yz} [-TDS \cos az]
\end{aligned} \tag{4.6}$$

(Minson, 2008)

Persamaan di atas diselesaikan dengan metode *grid search*. Metode ini memberikan hasil dari segala kemungkinan dari ruang batasan yang diberikan. Kemungkinan di sini berupa nilai *strike*, *dip*, *rake* dan batasan yang diberikan berupa nilai kedalaman yang ditentukan sebelumnya. Pada penelitian ini, kedalaman yang ditentukan untuk dilakukan proses perhitungan berada pada rentang antara 0 – 110 km dengan interval tiap 1 km. Pada setiap kedalaman, dilakukan perhitungan dengan menggunakan berbagai nilai sudut *strike*, *dip* dan

rake yang memungkinkan. Setiap nilai sudut memberikan nilai elemen momen tensor yang berbeda yang didapat dari Persamaan (2.21). Di setiap kedalaman akan dipilih satu solusi terbaik untuk kedalaman tersebut. Dari solusi pada tiap kedalaman tersebut diambil kembali satu solusi terbaik pada satu kedalaman sebagai hasil akhir.

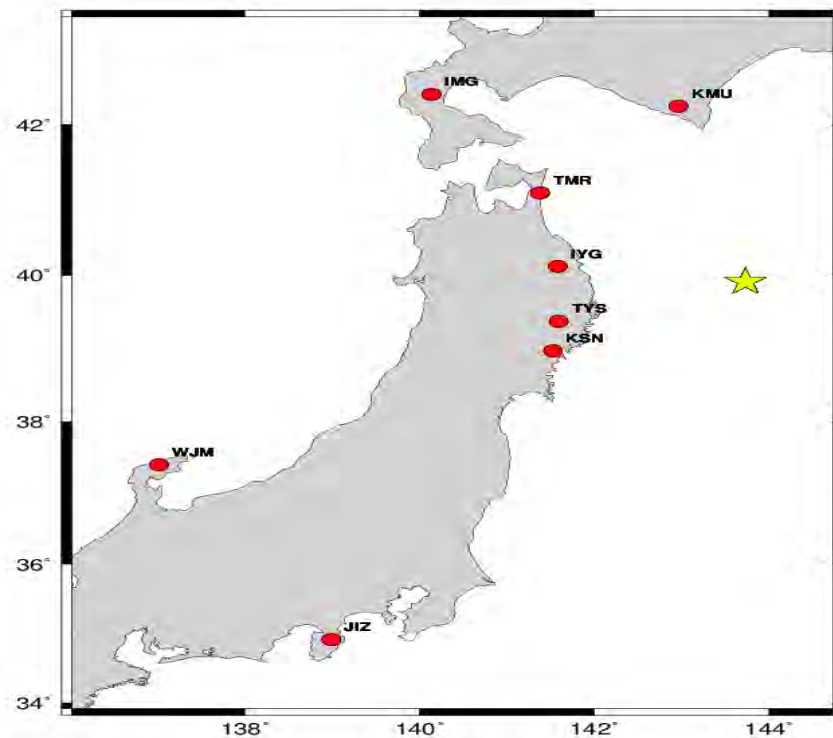
Penilaian kualitas solusi didapatkan dari pencocokan antara seismogram sintetik dengan seismogram observasi. Nilai kecocokan ini ditampilkan pada setiap solusi yang diujikan dalam bentuk nilai variansi reduksi. Seismogram sintetik didapatkan melalui pemodelan ke depan terhadap Persamaan (4.1) dengan menggunakan data momen tensor yang didapat dari inversi sebelumnya. Dari persamaan tersebut, dapat diketahui bahwa seismogram sintetik merupakan fungsi green yang diboboti oleh komponen momen tensor. Pada proses ini dilakukan proses filtering untuk kedua seismogram. Pada penelitian ini digunakan bandpass filter dengan frekuensi 0.01 – 0.03 Hz.

Dari pengolahan data, dapat diketahui kelemahan dari metode ini yaitu cenderung memakan waktu yang lama karena perhitungan dilakukan berulang-ulang untuk setiap kemungkinan. Namun, dari nilai variansi reduksi yang didapat dari tiap hasil menunjukkan bahwa metode ini akan memberikan solusi yang terpercaya.

Setelah dilakukan pengujian perhitungan untuk gempa dengan berbagai kekuatan, didapatkan hasil yang buruk untuk perhitungan gempa dengan kekuatan di bawah 5 Mj. Pada dasarnya, hal ini akibat dari kualitas data yang mayoritas buruk untuk gempa tersebut. Faktor yang dapat mempengaruhi tingkat keakuratan solusi (selain faktor respon bumi yang ditampilkan dalam fungsi green) adalah jumlah stasiun yang digunakan. Pada dasarnya, inversi momen tensor sudah dapat dilakukan dengan hanya menggunakan seismogram 3 komponen pada satu stasiun (Kubo et al, 2002). Namun, dengan semakin banyaknya stasiun yang digunakan, maka akan didapatkan korelasi data pada berbagai titik sehingga akan didapatkan hasil yang semakin baik walaupun nilai variansi reduksi yang didapat pasti akan lebih kecil dari hasil dengan jumlah stasiun yang sedikit. Pada penelitian ini digunakan antara 1 – 15 stasiun.

4.3 Hasil Inversi Momen Tensor

Dari hasil perhitungan didapatkan hasil inversi berupa matriks momen tensor, *momen magnitude*, kedalaman sumber dan sudut *strike*, *dip*, *rake* dari bidang patahan. Disini akan dibahas hasil perhitungan satu gempa yaitu gempa 201502200425. Perhitungan untuk gempa ini menggunakan 8 stasiun seperti pada Gambar 4.3. Dari proses inversi didapatkan hasil seperti pada Gambar 4.4 – 4.6. Sebagai pembanding, diberikan data hasil perhitungan fnet seperti pada Gambar 4.7.



Gambar 4.3 Stasiun yang Digunakan untuk Perhitungan Gempa 201502200425

Focal Mechanism

USGS/SLU Moment Tensor Solution
 ENS 2015/02/20 04:25:20:0 39.91 143.73 8.0 6.5 Sanriku

Stations used:
 BO.IMG BO.IYG BO.JIZ BO.KMU BO.KSN BO.TMR BO.TYS BO.WJM

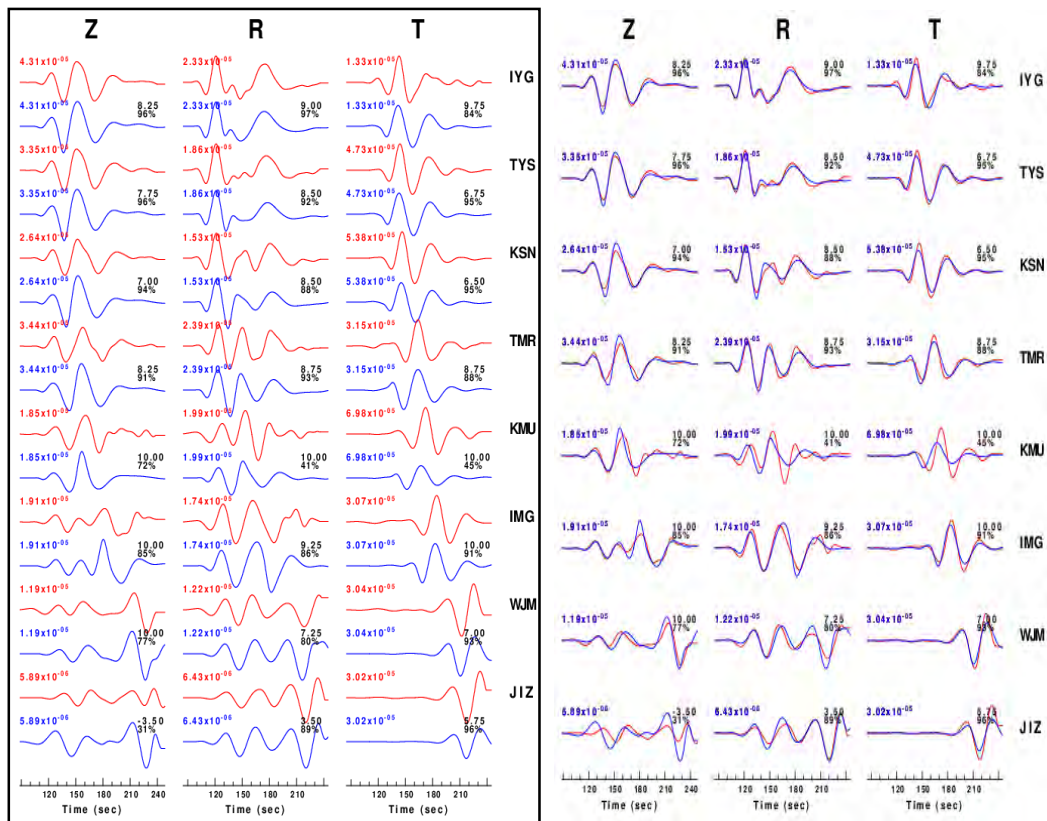
Filtering commands used:
 hp c 0.01 n 6
 lp c 0.03 n 6

Best Fitting Double Couple
 $M_0 = 2.11 \times 10^{25}$ dyne-cm
 $M_w = 6.15$
 $Z = 11$ km
 Plane Strike Dip Rake
 NP1 15 60 90
 NP2 195 30 90
 Principal Axes:
 Axis Value Plunge Azimuth
 T 2.11×10^{25} 75 285
 N 0.00×10^{25} -0 195
 P -2.11×10^{25} 15 105

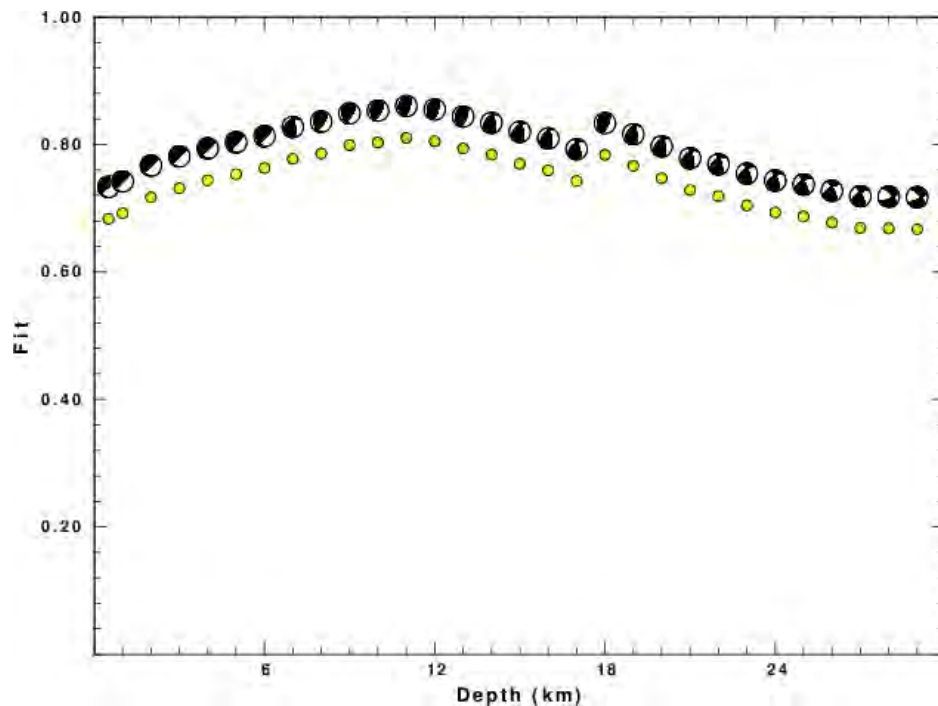
Moment Tensor: (dyne-cm)
 Component Value
 Mxx -1.23×10^{24}
 Mxy 4.58×10^{24}
 Mxz 2.74×10^{24}
 Myy -1.71×10^{25}
 Myz -1.02×10^{25}
 Mzz 1.83×10^{25}



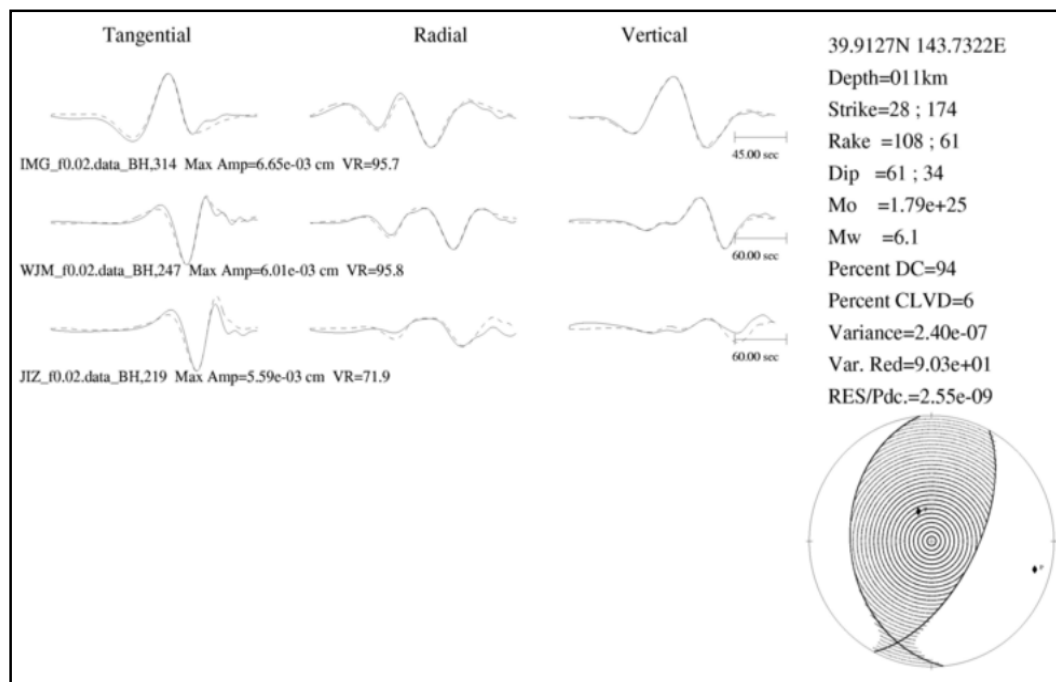
Gambar 4.4 Solusi Inversi Gempa 201502200425



Gambar 4.5 Seismogram Sintetik Hasil Inversi Gempa 201502200425



Gambar 4.6 Sensitivitas Kedalaman dalam Proses Inversi Gempa 201502200425



Gambar 4.7 Hasil Perhitungan Fnet untuk Gempa 201502200425

(http://www.fnet.bosai.go.jp/event/tdmt.php?_id=20150220042400&LANG=en)

Pada Gambar 4.3 dapat dilihat terdapat 8 stasiun yang digunakan untuk proses inversi. Stasiun yang digunakan dalam perhitungan penelitian ini dibatasi pada stasiun dengan jarak di bawah 500 km. Hal ini dilakukan untuk

mempermudah identifikasi gelombang P pada tiap seismogram dan untuk meminimalkan nilai error dan noise yang akan muncul seiring dengan bertambahnya jarak.

Pada Gambar 4.4 dapat dilihat hasil solusi dari inversi. Jika dibandingkan dengan hasil perhitungan Fnet (Gambar 4.7) terlihat tidak terdapat perubahan nilai kedalaman dan *momen magnitude*. Selanjutnya terdapat diagram *beachball* yang merupakan model dari solusi inversi. Pada pemodelan *beachball* digunakan data polaritas gelombang P pada tiap stasiun. Pada *beachball* terdapat dua titik P dan T. Titik-titik ini mengindikasikan daerah yang memiliki tekanan maksimum (P) dan tekanan minimum (T). Dari sinilah diketahui jenis dari patahan. Nilai P, T dan juga nilai N (nilai *null axes*) merupakan *principal axes* yang merupakan eigenvektor dari matriks momen tensor yang didapat sebelumnya. Untuk gempa 201502200425 dapat diketahui jenis dari patahan yaitu tipe reverse. Namun, pada perhitungan fnet solusi yang didapat mengalami pergeseran menjadi tipe oblique reverse. Dari kedua hasil ini dapat dilihat nilai variansi reduksi yang didapat dari perhitungan adalah sebesar 81% sementara fnet memberikan variansi reduksi sebesar 90%.

Untuk seismogram sintetik pada Gambar 4.5, trace merah menunjukkan seismogram observasi dan biru menunjukkan seismogram sintetik hasil perhitungan. Tiap seismogram diplot dengan skala dan puncak amplitudo yang sama yang diberikan oleh nilai yang terdapat pada sisi kiri dari *trace*. Selain itu dapat dilihat sepasang nilai di sebelah kanan *trace* yang ditulis dengan tinta hitam. Nilai bagian atas adalah *time shift* yang diperlukan untuk korelasi maksimum antara trace observasi dengan sintetik. *Time shift* ini diperlukan karena trace sintetik tidak dihitung tepat pada jarak yang sama seperti pada *trace* observasi dan karena pasti akan terdapat beberapa ketidaksempurnaan dari model bumi yang digunakan. *Time shift* positif menunjukkan bahwa trace sintetik terlalu cepat dan perlu didelay agar match dengan *trace* observasi dan sebaliknya nilai negatif menunjukkan *trace* sintetik terlalu lambat. Nilai bagian bawah menunjukkan presentasi variansi reduksi yang merupakan karakteristik dari kecocokan *trace* sintetik dan observasi.

Pada Gambar 4.6 ditampilkan sensitivitas kedalaman dalam proses perhitungan. Dapat dilihat beberapa kemungkinan solusi dengan nilai fit yang menggambarkan kualitas solusi. Dapat dilihat nilai fit yang tinggi diberikan pada kedalaman 11 km yang menandakan kualitas solusi terbaik ada pada kedalaman tersebut.

Hasil perhitungan 86 gempa dan hasil perhitungan f_{net} diberikan pada Tabel 4.2 dan diberikan plot *focal mechanism* untuk hasil f_{net} dan untuk hasil penelitian seperti pada Gambar 4.8. Dapat dilihat pada Gambar 4.8 (bawah) yang merupakan hasil perhitungan penelitian, terdapat pembagian sub daerah menjadi 6 bagian dengan tujuan untuk memperjelas pengamatan *focal mechanism* untuk tiap sumber. Plot untuk masing-masing daerah diberikan pada Gambar 4.9 (a) untuk daerah 1 sampai Gambar 4.9 (f) untuk daerah 6. Dapat dilihat bahwa tidak terdapat perbedaan yang mencolok dari kedua hasil tersebut. Selain itu, penambahan data stasiun yang digunakan dalam pengolahan juga tidak mempengaruhi kualitas dari hasil yang didapat dari penelitian ini melihat nilai variansi reduksi yang berkisar diatas 50% yang menunjukkan bahwa hasil yang didapat dapat dikatakan akurat.

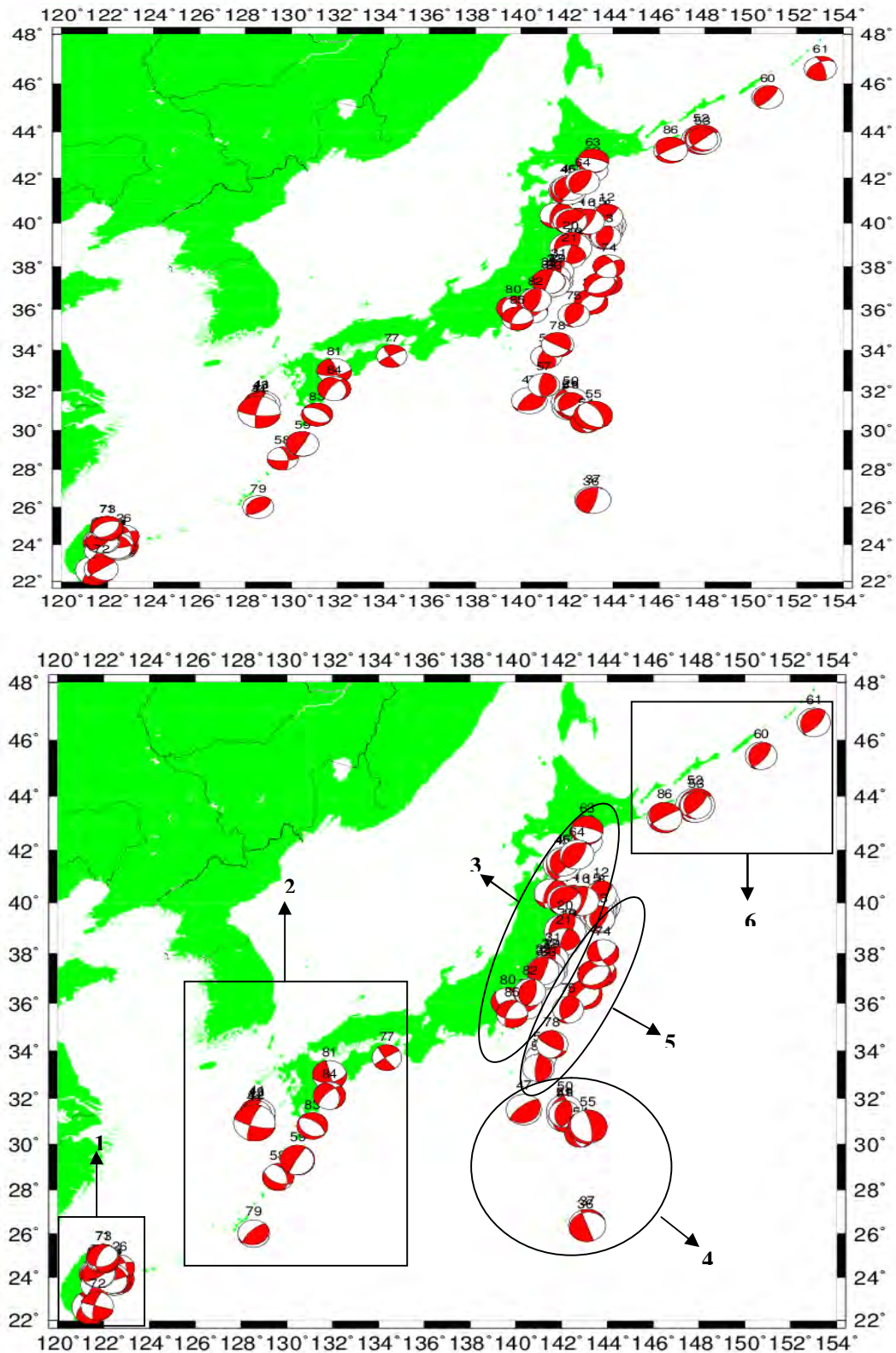
Pada tiap daerah, didapatkan jenis patahan yang berbeda - beda. Daerah 1 dan 2 didominasi oleh patahan jenis *oblique* baik *normal* ataupun *reverse*. Daerah 3 didominasi oleh patahan jenis *reverse*. Pada daerah 4 dan 5 yang mempunyai frekuensi gempa paling banyak pada tahun 2015 didominasi oleh patahan jenis *reverse* dan *oblique reverse*. Pada daerah terakhir yaitu daerah 6 didominasi oleh patahan jenis *reverse*. Dari hasil ini, dapat dikatakan bahwa jenis pergerakan patahan yang mendominasi penyebab gempa tahun 2015 di Jepang adalah patahan *reverse* dan *oblique reverse*.

Tabel 4.2 Hasil perhitungan momen tensor

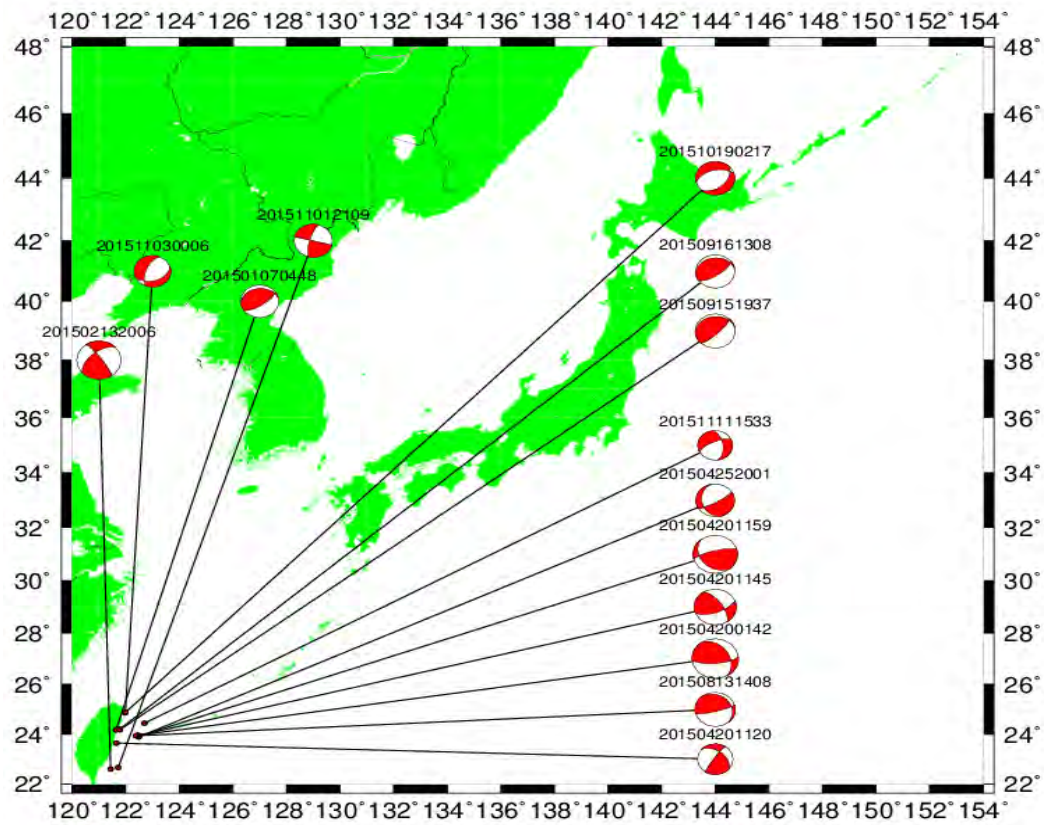
No	Nama Gempa	Patahan				Mw		Depth		Jumlah stasiun		Var reduction	
		Calculated		Fnet		Calc	Fnet	Calc	Fnet	Calc	Fnet	Calc	Fnet
		Strike	Dip	Rake	Strike	Dip	Rake						
1	201502162306	20; 200	75; 15	90; 90	24; 181	70; 22	98; 69	6.71	6.7	18	17	0.7997	0.9115
2	201502171633	28; 180	63; 30	104; 65	35; 171	66; 32	112; 51	5.36	5.4	12	11	0.8820	0.8434
3	201502200425	15; 195	60; 30	90; 90	28; 174	61; 34	108; 61	6.15	6.1	11	11	0.8103	0.9027
4	201502211013	28; 185	62; 30	101; 70	28; 175	66; 29	105; 60	5.9	5.9	12	11	0.8361	0.9263
5	201502220253	52; 160	80; 30	118; 20	55; 166	78; 30	118; 24	4.74	4.9	7	8	0.8612	0.743
6	201502221943	34; 170	67; 30	110; 50	33; 185	65; 28	103; 65	4.91	5	26	23	0.8776	0.7914
7	201502240228	21; 190	65; 25	95; 80	21; 197	66; 24	92; 87	5.71	5.7	26	17	0.9646	0.8646
8	201502251031	22; 185	61; 30	99; 75	25; 177	65; 28	102; 65	4.86	4.9	28	23	0.9378	0.8337
9	201504151955	33; 190	62; 30	101; 70	31; 185	60; 32	104; 68	5	5	14	14	0.8081	0.7884
10	201506110445	11; 180	65; 25	95; 80	10; 186	62; 28	92; 87	5.6	5.6	22	17	0.8862	0.8277
11	201506110451	27; 185	67; 25	99; 70	26; 192	68; 23	95; 77	5.55	5.6	23	17	0.7891	0.8214
12	201509290846	44; 170	71; 30	114; 40	43; 159	76; 30	117; 30	5.13	5.2	11	11	0.8652	0.7636
13	201511051802	28; 180	63; 30	104; 65	18; 187	56; 34	96; 82	4.72	4.8	25	17	0.8681	0.7376
14	201507090827	21; 190	70; 20	94; 80	24; 172	71; 22	101; 60	5.27	5.3	43	41	0.9180	0.9136
15	201507091832	200; 69	60; 41	60; 131	192; 67	59; 46	54; 134	5.57	5.6	82	80	0.8498	0.8322
16	201504291609	20; 190	75; 15	93; 80	29; 170	75; 20	102; 53	5.42	5.4	33	35	0.9682	0.8925
17	201502170446	57; 205	73; 20	100; 60	59; 205	69; 24	103; 59	5.42	5.4	60	53	0.9611	0.8651
18	201510060932	220; 115	86; 15	-105; -15	40; 152	85; 13	102; 23	4.94	4.9	42	41	0.9708	0.9305
19	201506220217	31; 185	72; 20	99; 65	34; 186	72; 20	99; 64	4.94	5	45	41	0.9672	0.9417
20	201505122112	27; 180	67; 25	101; 65	26; 178	68; 25	101; 64	6.68	6.8	52	44	0.9046	0.9357
21	201502260111	195; 85	75; 38	55; 155	190; 87	79; 41	51; 163	5.05	5.1	44	59	0.9268	0.9204
22	201504200142	85; 329	70; 40	55; 148	82; 308	63; 36	65; 130	6.33	6.3	36	26	0.9521	0.922
23	201504201145	70; 326	65; 63	30; 152	74; 311	72; 30	65; 143	5.71	5.9	19	35	0.9224	0.7437
24	201504201159	255; 141	75; 33	60; 152	75; 318	79; 24	69; 151	6.04	6.1	31	35	0.9134	0.7123
25	201504252001	60; 167	80; 31	-60; -161	65; 320	84; 22	69; 164	5.24	5.3	32	35	0.9093	0.7162
26	201511111533	245; 351	70; 53	-40; -155	242; 349	72; 49	-43; -156	4.71	4.8	81	92	0.9288	0.7888
27	201503121102	20; 205	70; 20	88; 95	24; 201	73; 17	91; 87	4.96	5	49	41	0.9624	0.9372
28	201503271439	235; 19	50; 46	-65; -117	215; 37	50; 40	-91; -88	4.61	4.7	3	5	0.8996	0.875
29	201505030402	16; 170	72; 20	99; 65	28; 182	71; 21	99; 66	4.9	4.9	57	47	0.7352	0.8925
30	201505150330	20; 214	70; 21	85; 103	21; 201	69; 21	90; 90	4.89	4.9	59	50	0.9480	0.8725

31	201508030530	26; 195	70; 20	94; 80	21; 207	75; 15	88; 96	5.02	5	51	50	9	3	0.9704	0.8909
32	201508051156	20; 200	70; 20	90; 90	22; 202	71; 19	90; 90	5	5	56	50	9	3	0.9080	0.9005
33	201508132013	30; 205	70; 20	92; 85	30; 197	69; 21	95; 78	5.14	5.1	46	41	8	3	0.9573	0.8892
34	201508240549	90; 270	55; 35	-90; -90	89; 275	46; 44	-94; -86	4.55	4.6	2	5	9	3	0.8542	0.7842
35	201510210604	20; 220	81; 10	87; 110	198; 313	90; 0	-90; -155	5.24	5.3	42	38	9	3	0.7959	0.8812
36	201511200108	258; 150	82; 25	-114; -20	178; 269	90; 22	-68; -180	4.69	4.7	12	11	1	2	0.9725	0.7443
37	201511200531	160; 250	90; 20	-70; -180	15; 218	77; 14	85; 112	5.91	5.8	14	8	1	3	0.9836	0.7402
38	201503270304	225; 45	60; 30	-90; -90	225; 46	53; 37	-90; -89	5.34	5.3	7	5	7	3	0.9580	0.8136
39	201504121925	65; 209	50; 46	-65; -117	240; 34	49; 44	-72; -109	5.07	5.1	5	5	6	3	0.9743	0.8925
40	201509031651	228; 60	56; 35	-97; -80	228; 61	51; 40	-98; -80	5.28	5.2	9	8	8	3	0.9549	0.7907
41	201511141920	193; 95	77; 60	-149; -15	190; 99	88; 59	-149; -2	5.7	5.8	2	11	8	3	0.9717	0.907
42	201511142034	250; 38	55; 40	-70; -116	32; 258	56; 43	-119; -54	5.06	5	5	5	8	3	0.9654	0.8326
43	201511180438	196; 100	82; 55	-145; -10	196; 102	88; 32	-121; -5	4.84	5	1	5	8	3	0.9522	0.8814
44	201511132051	199; 105	76; 75	-164; -15	190; 96	80; 71	-161; -10	6.69	6.8	15	17	9	3	0.7843	0.9203
45	201506080601	20; 195	70; 20	92; 85	24; 192	79; 11	92; 79	6.03	6.1	46	59	9	3	0.8763	0.649
46	201511010348	26; 200	65; 25	92; 85	27; 200	73; 18	92; 83	5.37	5.4	51	56	9	3	0.9040	0.716
47	201505021650	230; 55	70; 20	88; 95	220; 63	63; 29	79; 110	5.7	5.7	3	5	14	3	0.8202	0.834
48	201505101654	360; 194	70; 21	85; 103	345; 159	67; 23	92; 85	5.18	5.4	6	5	13	3	0.7511	0.5597
49	201505102125	350; 198	60; 33	75; 114	338; 167	69; 21	87; 98	5.8	6.1	6	5	16	3	0.8728	0.6596
50	201509011525	350; 193	65; 27	80; 110	337; 177	75; 16	85; 109	5.83	6	6	5	16	3	0.8603	0.6512
51	201509060740	15; 187	50; 40	95; 84	54; 180	71; 30	114; 40	4.92	5.1	5	5	14	3	0.7648	0.6082
52	201507070510	52; 195	74; 20	102; 55	57; 164	85; 17	106; 17	6.28	6.3	49	53	7	3	0.8898	0.7226
53	201507111127	43; 180	71; 25	107; 50	48; 144	87; 27	116; 6	5.07	5.1	51	47	6	3	0.9103	0.8066
54	201504191206	176; 350	50; 40	-86; -95	173; 352	53; 37	-89; -91	4.91	4.9	5	5	7	3	0.8526	0.6042
55	201505301849	350; 136	75; 18	-80; -123	335; 137	57; 35	-80; -105	6.16	6.1	6	5	7	3	0.8043	0.6833
56	201507220451	212; 330	61; 50	132; 40	203; 331	55; 49	127; 49	4.99	5	44	47	9	3	0.8966	0.8823
57	201511050823	185; 5	75; 15	90; 90	183; 17	68; 23	85; 102	5.03	5.1	42	50	7	3	0.9458	0.879
58	201505221328	115; 340	55; 45	-120; -55	88; 349	73; 63	-152; -19	4.94	4.9	11	11	7	3	0.7892	0.7739
59	201509040449	210; 10	85; 5	-88; -110	27; 152	86; 7	96; 35	5.48	5.3	9	26	9	3	0.7614	0.692
60	201509090543	37; 195	67; 25	99; 70	39; 204	72; 19	95; 76	5.07	5.1	45	53	7	3	0.8795	0.7327
61	201512130152	41; 205	66; 25	97; 75	342; 237	72; 50	42; 156	5.35	5.2	45	44	2	3	0.9263	0.7764
62	201503250034	30; 238	60; 33	75; 114	19; 234	70; 24	77; 122	4.96	5	53	56	8	3	0.8193	0.7588
63	201508140443	284; 125	76; 15	-95; -70	283; 139	74; 20	-102; -56	5.13	5.1	80	80	8	3	0.9638	0.8301
64	201509121338	30; 233	65; 27	80; 110	29; 208	65; 25	91; 89	5.48	5.5	51	59	9	3	0.9094	0.8086

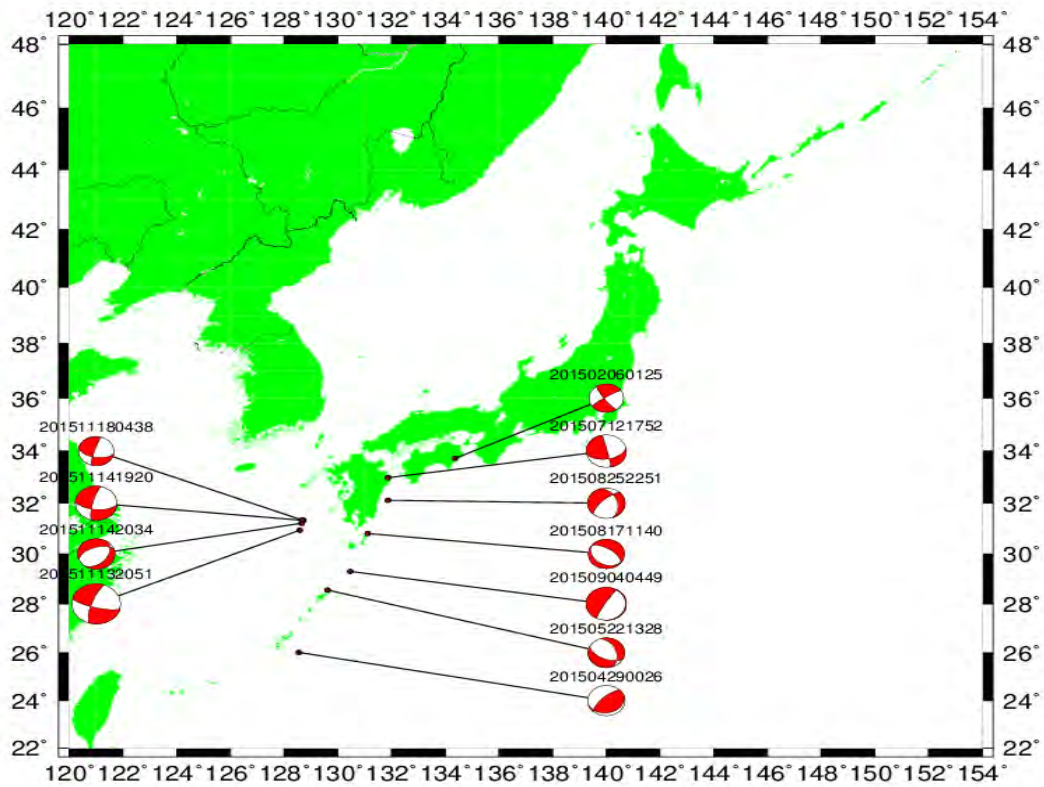
65	201501070448	55; 262	70; 22	80; 116	47; 256	70; 23	79; 117	5.16	5.2	21	35	3	2	0.9194	0.7988
66	201502132006	325; 228	80; 56	35; 168	217; 336	70; 36	121; 35	6.04	6.2	33	44	2	3	0.9437	0.7075
67	201504201120	213; 310	83; 45	135; 10	39; 309	90; 52	-142; 0	4.85	4.8	36	38	2	3	0.9521	0.701
68	201508131408	75; 319	80; 22	70; 153	82; 315	73; 27	69; 140	5.5	5.6	18	35	3	3	0.9500	0.7128
69	201509151937	45; 259	75; 18	80; 123	42; 267	66; 32	68; 131	5.48	5.4	11	23	3	3	0.9088	0.7338
70	201509161308	55; 262	70; 22	80; 116	41; 273	67; 34	64; 137	5.37	5.2	19	23	4	3	0.9386	0.7433
71	201510190217	255; 45	50; 44	-70; -112	52; 250	46; 45	-102; -78	5.32	5.3	4	5	4	3	0.9386	0.7764
72	201511012109	285; 195	90; 75	15; 180	233; 140	89; 29	-119; -3	5.26	5.5	26	44	3	3	0.6609	0.5864
73	201511030006	202; 70	61; 40	-118; -50	244; 43	49; 43	-76; -106	4.99	5	3	5	4	3	0.9603	0.8629
74	201511141021	160; 55	70; 55	-142; -25	235; 338	72; 55	-37; -158	5.01	5	10	8	8	3	0.9491	0.7618
75	201501121239	45; 180	55; 45	120; 55	34; 182	52; 42	111; 65	5	5.1	8	8	14	3	0.7847	0.525
76	201501252220	60; 257	55; 36	80; 104	51; 273	60; 37	67; 125	4.95	4.9	38	38	9	3	0.9160	0.8075
77	201502060125	236; 145	85; 80	-170; -5	238; 146	83; 80	-170; -7	4.71	4.8	11	14	10	3	0.9585	0.9454
78	201503141536	120; 1	75; 29	65; 148	121; 14	84; 22	69; 162	5.12	5.2	9	8	14	3	0.6909	0.8425
79	201504290026	225; 72	70; 22	80; 116	52; 215	58; 33	99; 76	5.04	5	20	20	5	2	0.6333	0.6035
80	201505250528	355; 133	50; 48	-60; -121	331; 188	62; 33	-109; -58	5.24	5.2	53	59	9	3	0.5767	0.9177
81	201507121752	347; 80	86; 50	140; 5	345; 81	78; 64	153; 13	5.42	5.5	43	59	9	3	0.8935	0.9082
82	201508060922	14; 200	60; 30	87; 95	17; 198	68; 22	90; 91	5.05	5.1	58	59	8	3	0.6233	0.9242
83	201508171140	305; 125	60; 30	-90; -90	303; 118	53; 37	-87; -94	4.88	4.9	6	8	8	3	0.7766	0.7182
84	201508252251	225; 341	70; 40	-55; -148	215; 338	71; 31	-64; -142	5.05	5.2	24	35	9	3	0.8216	0.8666
85	201509112049	201; 95	64; 60	-146; -30	202; 93	68; 50	-137; -29	5.01	5	61	62	9	3	0.7856	0.8606
86	201511280251	239; 135	85; 20	-109; -15	239; 136	84; 25	-114; -14	5.53	5.5	76	74	7	3	0.9572	0.8742



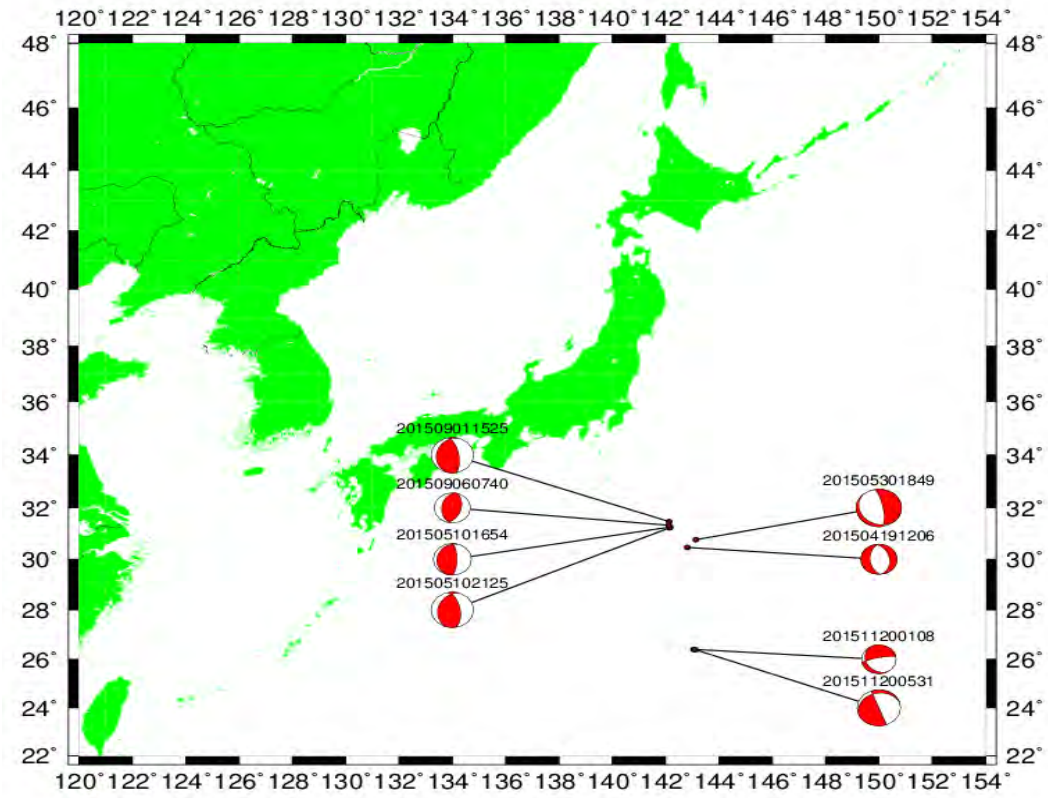
Gambar 4.8 Plot *Focal Mechanism* (Atas) Perhitungan *Fnet* (bawah) Hasil penelitian



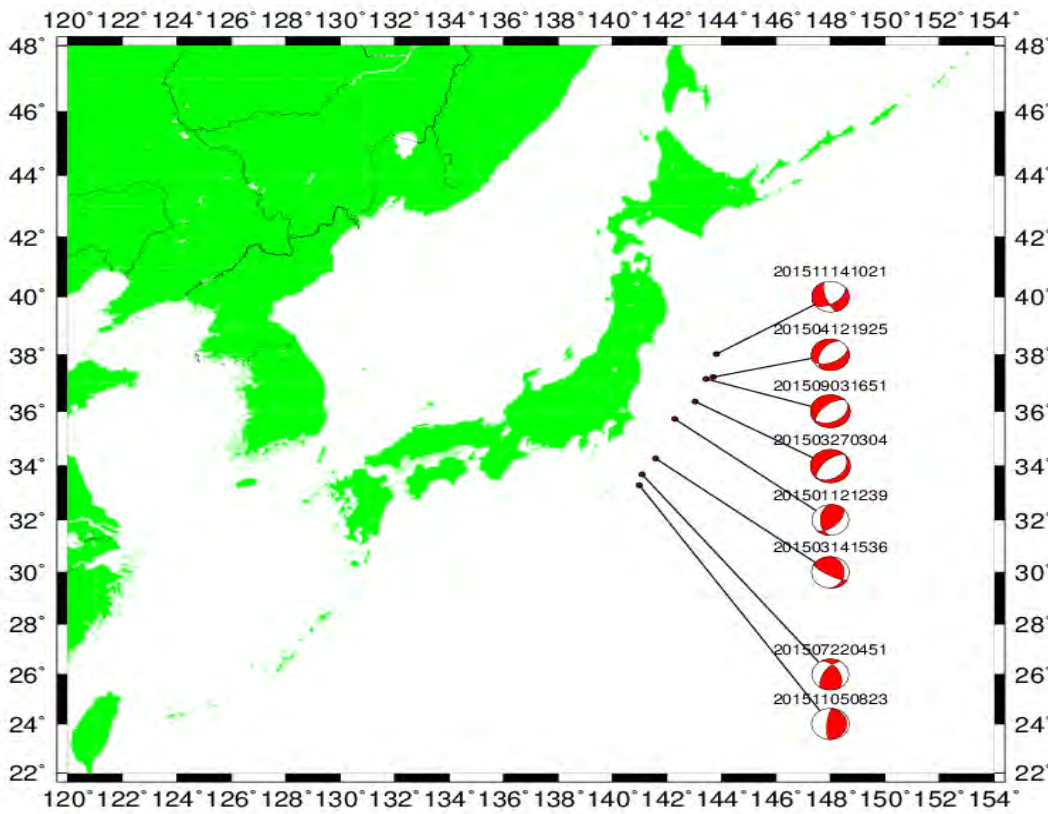
(a)



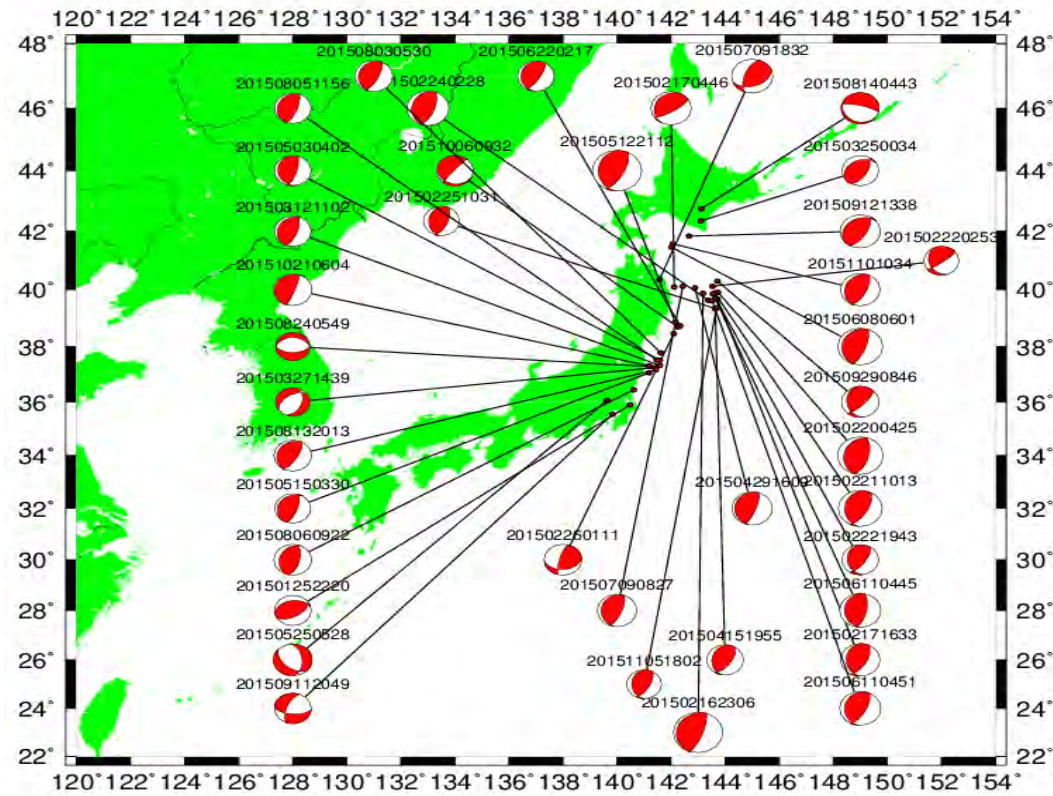
(b)



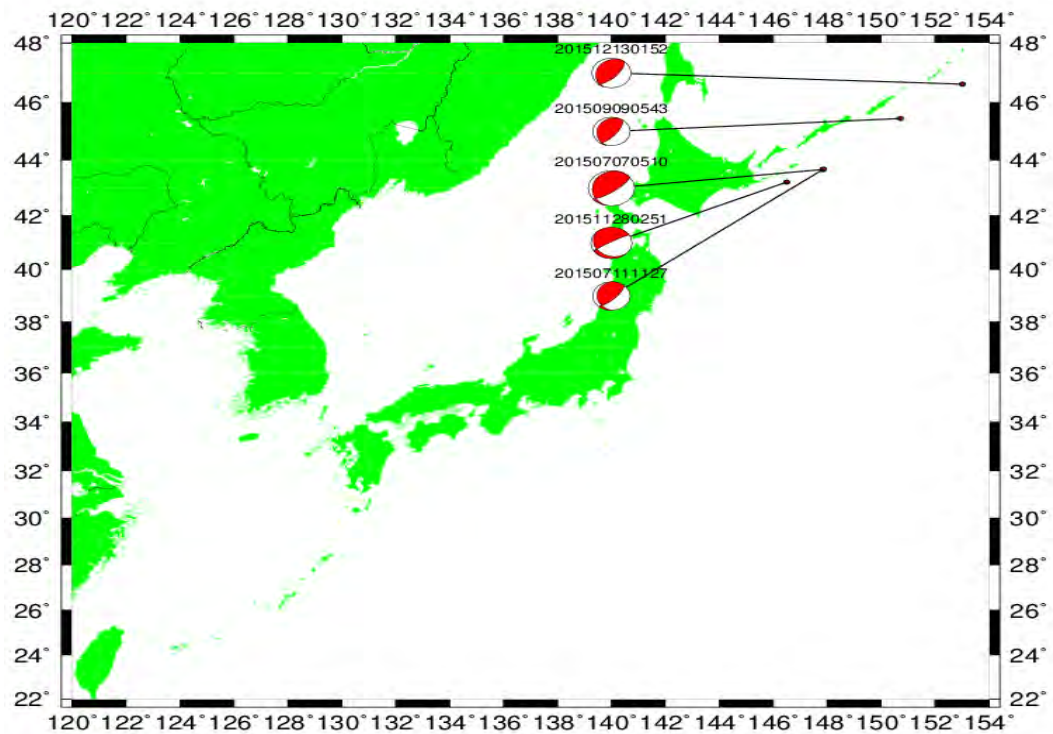
(c)



(d)



(e)



(f)

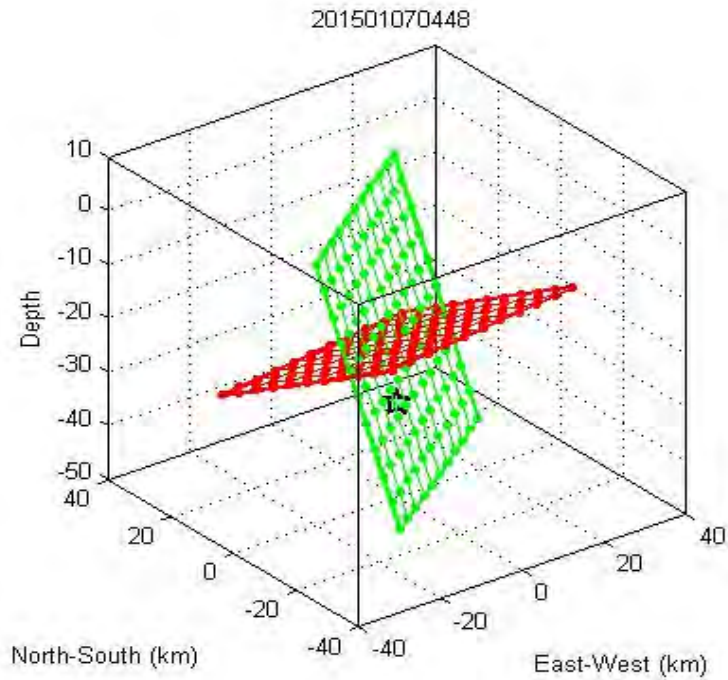
Gambar 4.9 Plot *Focal Mechanism* Hasil Perhitungan pada Tiap Sub Daerah

4.4 Penentuan Bidang Patahan

Dari Persamaan (2.3) diketahui bahwa komponen- komponen momen tensor bersifat simetri dimana $M_{ij} = M_{ji}$ sehingga akan terdapat 2 bidang patahan yang memiliki representasi momen tensor yang sama. Karena itulah, dalam solusi perhitungan seperti pada Gambar 4.3 diberikan hasil untuk dua patahan. Hal ini menyebabkan ambiguitas dalam pemodelan bidang patahan. Dari dua bidang patahan tersebut, harus ditentukan bidang patahan manakah yang merupakan sumber gempa yang sebenarnya.

Untuk menyelesaikan masalah ini digunakan metode H-C (Zahradnik, 2008) yang memanfaatkan hubungan antara posisi hiposenter (H) dengan posisi centroid (C) yang merupakan pendekatan sumber titik dimana slip mendominasi. Prinsip dari metode ini adalah dengan mem-plot titik Hiposenter dan Centroid (perpotongan antara bidang patahan 1 dan bidang patahan 2) dalam suatu ruang 3 dimensi dan kemudian dilakukan perhitungan jarak antara hiposenter dengan kedua bidang patahan. Jika hiposenter terletak pada salah satu bidang patahan maka bidang patahan tersebut adalah bidang patahan sebenarnya. Jika hiposenter tidak terletak pada salah satu dari dua bidang patahan maka tinjauan dilakukan pada jarak hiposenter ke bidang patahan. Bidang patahan yang sebenarnya akan memiliki jarak hiposenter yang lebih dekat (Santosa, 2013).

Pada Gambar 4.10 ditampilkan salah satu contoh hasil perhitungan gempa 201501070448 menggunakan H-C plot. Dapat dilihat terdapat dua bidang patahan yang saling tegak lurus. Bidang patahan berwarna hijau merupakan bidang patahan pertama yang didapat dari hasil inversi dan merah untuk bidang patahan kedua. Hiposenter gempa disimbolkan dengan tanda bidang. Seperti yang dijelaskan sebelumnya, parameter penentuan akan ditentukan oleh jarak Hiposenter ke kedua patahan. Dari perhitungan didapat jarak Hiposenter ke bidang patahan berwarna hijau (bidang patahan 1) adalah 4.07 km dan jarak Hiposenter ke bidang patahan berwarna merah (bidang patahan 2) adalah 10.78 km. Sehingga dapat disimpulkan bahwa bidang patahan penyebab gempa adalah bidang patahan 1. Hasil penentuan bidang patahan dari 86 gempa dapat dilihat pada Tabel 4.3.



Gambar 4.10 Hasil Penentuan Bidang Patahan Gempa 201501070448 Menggunakan HC Plot

Tabel 4.3 Hasil Penentuan Bidang Patahan Menggunakan HC Plot

No	Nama gempa	Patahan			Jenis patahan
		Strike	Dip	Rake	
1	201502162306	20	75	90	Reverse
2	201502171633	28	63	104	Reverse
3	201502200425	15	60	90	Reverse
4	201502211013	28	62	101	Oblique Reverse
5	201502220253	52	80	118	Oblique Reverse
6	201502221943	34	67	110	Oblique Reverse
7	201502240228	21	65	95	Reverse
8	201502251031	22	61	99	Oblique Reverse
9	201504151955	33	62	101	Oblique Reverse
10	201506110445	11	65	95	Reverse
11	201506110451	27	67	99	Oblique Reverse
12	201509290846	44	71	114	Oblique Reverse
13	201511051802	28	63	104	Oblique Reverse
14	201507090827	21	70	94	Reverse
15	201507091832	200	60	60	Oblique Reverse
16	201504291609	20	75	93	Reverse
17	201502170446	57	73	100	Oblique Reverse
18	201510060932	220	86	-105	Oblique Reverse
19	201506220217	31	72	99	Oblique Reverse
20	201505122112	27	67	101	Oblique Reverse
21	201502260111	195	75	55	Oblique Reverse
22	201504200142	85	70	55	Oblique Reverse

23	201504201145	70	65	30	Oblique Reverse
24	201504201159	225	75	60	Strike Slip
25	201504252001	60	80	-60	Strike Slip
26	201511111533	245	70	-40	Strike Slip
27	201503121102	20	70	88	Reverse
28	201503271439	235	50	-65	Oblique Normal
29	201505030402	16	72	99	Reverse
30	201505150330	20	70	85	Reverse
31	201508030530	26	70	94	Reverse
32	201508051156	20	70	90	Reverse
33	201508132013	30	70	92	Reverse
34	201508240549	90	55	-90	Normal
35	201510210604	20	81	87	Reverse
36	201511200108	258	82	-114	Strike Slip
37	201511200531	160	90	-70	Strike Slip
38	201503270304	225	60	-90	Normal
39	201504121925	65	50	-65	Oblique Normal
40	201509031651	228	56	-97	Normal
41	201511141920	193	77	-149	Strike Slip
42	201511142034	250	55	-70	Oblique Normal
43	201511180438	196	82	-145	Strike Slip
44	201511132051	199	76	-164	Strike Slip
45	201506080601	20	70	92	Reverse
46	201511010348	26	65	92	Reverse
47	201505021650	230	70	88	Reverse
48	201505101654	360	70	85	Reverse
49	201505102125	350	60	75	Oblique Reverse
50	201509011525	350	65	80	Reverse
51	201509060740	15	50	95	Reverse
52	201507070510	52	74	102	Oblique Reverse
53	201507111127	43	71	107	Oblique Reverse
54	201504191206	176	50	-86	Normal
55	201505301849	350	75	-80	Oblique Normal
56	201507220451	212	61	132	Oblique Reverse
57	201511050823	185	75	90	Reverse
58	201505221328	115	55	-120	Oblique Normal
59	201509040449	210	85	-88	Normal
60	201509090543	37	67	99	Oblique Reverse
61	201512130152	41	66	97	Oblique Reverse
62	201503250034	30	60	75	Oblique Reverse
63	201508140443	284	76	-95	Oblique Normal
64	201509121338	30	65	80	Oblique Reverse
65	201501070448	55	70	80	Oblique Reverse
66	201502132006	325	80	35	Strike Slip
67	201504201120	213	83	135	Strike Slip
68	201508131408	75	80	70	Oblique Reverse
69	201509151937	45	75	80	Oblique Reverse
70	201509161308	55	70	80	Oblique Reverse
71	201510190217	255	50	-70	Oblique Normal

72	201511012109	285	90	15	Strike Slip
73	201511030006	202	61	-118	Oblique Normal
74	201511141021	160	70	-142	Strike Slip
75	201501121239	45	55	120	Oblique Reverse
76	201501252220	60	55	80	Oblique Reverse
77	201502060125	236	85	-170	Strike Slip
78	201503141536	120	75	65	Oblique Reverse
79	201504290026	225	70	80	Oblique Reverse
80	201505250528	355	50	-60	Oblique Normal
81	201507121752	347	86	140	Strike Slip
82	201508060922	14	60	87	Reverse
83	201508171140	305	60	-90	Normal
84	201508252251	225	70	-55	Oblique Normal
85	201509112049	201	64	-146	Strike Slip
86	201511280251	239	85	-109	Strike Slip

4.5 Penggambaran Solusi Patahan

Proses ini dilakukan untuk memberikan ilustrasi tentang letak patahan agar dapat mempermudah pengamatan dan pemahaman terhadap sumber gempa yang sebelumnya telah didapatkan. Penggambaran dilakukan dalam 2D (Gambar 4.11) dan 3D (Gambar 4.13). Gambar 2D memberikan ilustrasi patahan berupa sayatan garis lurus yang akan memperlihatkan panjang dari patahan. Pada gambar 3D diilustrasikan suatu bidang patahan dilihat dari atas. Dari pengamatan 3D dapat dibayangkan bentuk patahan yang mempunyai kemiringan tertentu berdasarkan nilai dip dan strikenya.

Dari Gambar 4.11 dan 4.13, Bidang patahan tidak dapat teramati karena perbandingan ukuran patahan terhadap peta yang sangat besar. Untuk memperjelas, diberikan Gambar 4.12 dan Gambar 4.14 yang merupakan perbesaran dari tiap daerah yang telah dibagi menjadi 20 bagian. Dapat dilihat terdapat penomoran untuk tiap patahan yaitu dari nomor 1 – 86. Nomor ini sesuai dengan penomoran gempa yang telah ditampilkan pada Tabel 4.2. Patahan 1 berasal dari sumber gempa 201502162306, patahan 2 dari sumber gempa 201502171633, dan seterusnya (Tabel 4.2). Dari Gambar 4.11, garis merah adalah garis patahan aktif yang ada di Jepang dan garis hijau adalah garis patahan yang didapat dari hasil perhitungan di penelitian ini. Dari Gambar 4.13, dapat diketahui

Dari Gambar 4.12 dan Gambar 4.14 dapat dilihat bahwa terdapat perbedaan ukuran patahan untuk tiap gempa. Hal ini merupakan pengaruh dari

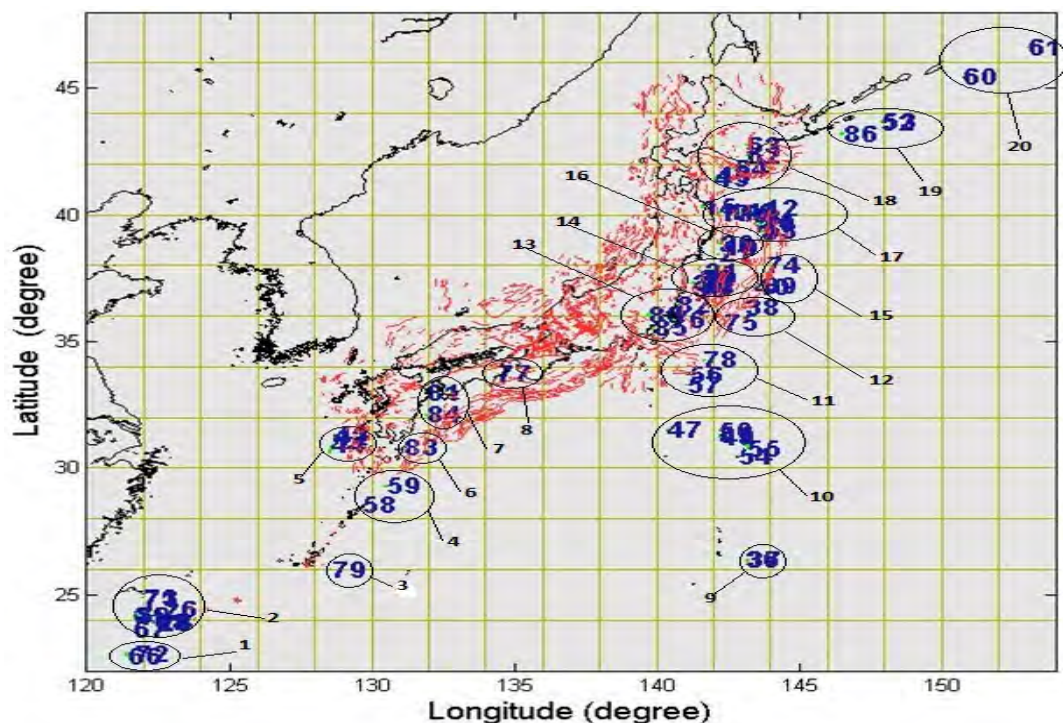
momen magnitude. Seperti yang telah diketahui, gempa bumi terjadi ketika dua blok dari bumi tiba-tiba mengalami slip satu sama lain akibat patahnya batuan atas pengaruh berbagai tekanan. Proses ini dimulai dari suatu titik (hiposenter) dan kemudian menyebar hingga pada suatu luasan tertentu yang disebut bidang patahan. Gelombang seismik diradiasikan dari berbagai area dimana slip terjadi. Jadi, semakin luas bidang patahan akan semakin besar energi yang diradiasikan. Karena itulah, semakin besar momen magnitude suatu gempa yang dapat diartikan sebagai semakin besarnya energi yang dibebaskan dalam suatu gempa, maka bidang patahan yang menyebabkan gempa itu terjadi akan semakin luas.

Nilai panjang, lebar dan luasan dari bidang patahan telah dirumuskan oleh Well dan Coppersmith (1994) seperti pada Persamaan (4.7) sampai Persamaan (4.9) dengan *RL* adalah *Rupture Length*, *RW* adalah *Rupture Width* dan *RA* adalah *Rupture Area*. Ukuran dari patahan diberikan pada Tabel 4.4.

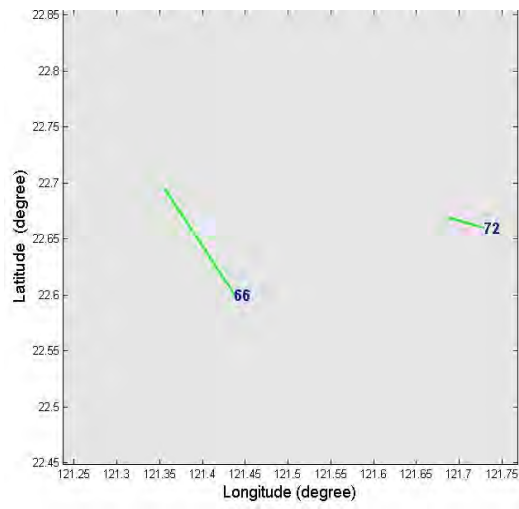
$$M_w = 4.38 + 1.49 \log (RL) \quad (4.7)$$

$$M_w = 4.06 + 2.25 \log (RW) \quad (4.8)$$

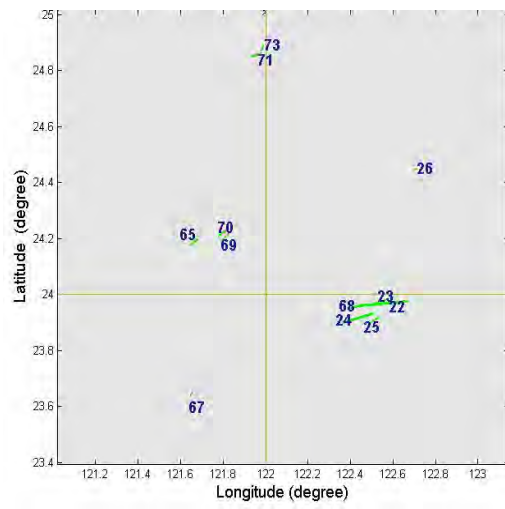
$$M_w = 4.07 + 0.98 \log (RA) \quad (4.9)$$



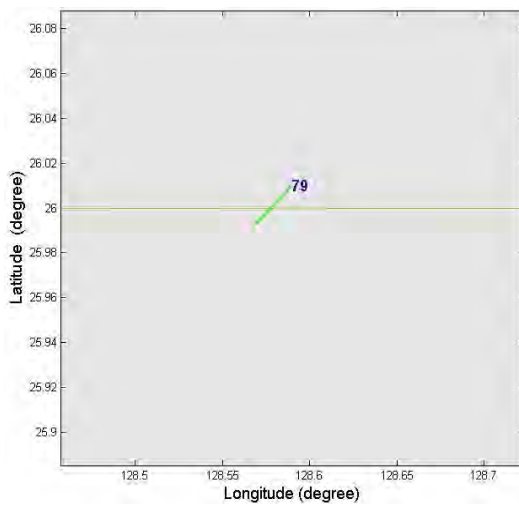
Gambar 4.11 Bidang Patahan 2D dari Hasil Inversi Gempa Bumi Tahun 2015 di Jepang



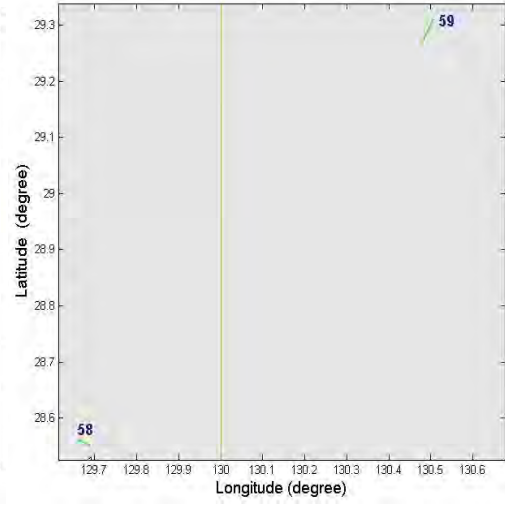
(a)



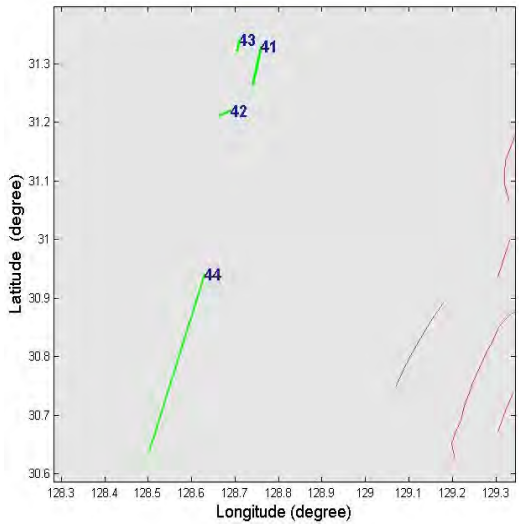
(b)



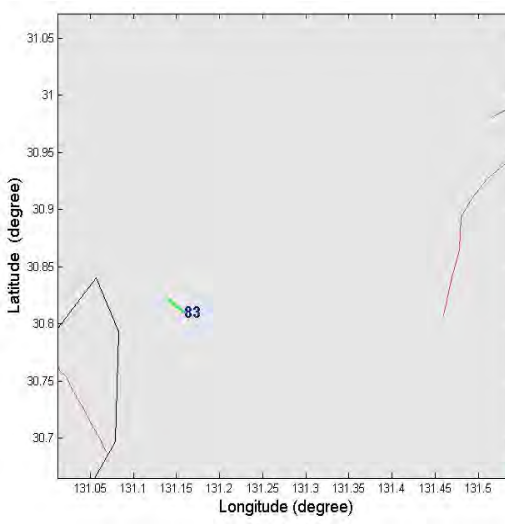
(c)



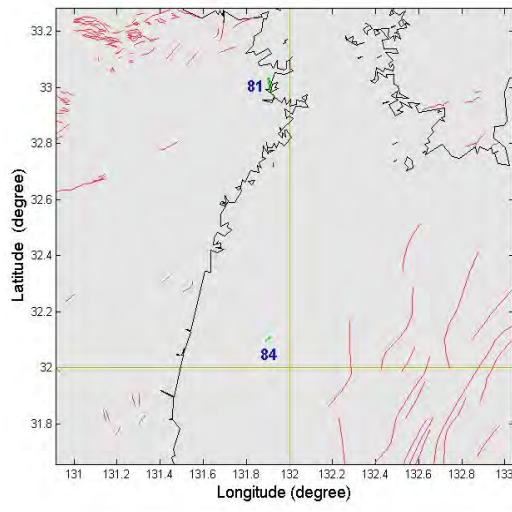
(d)



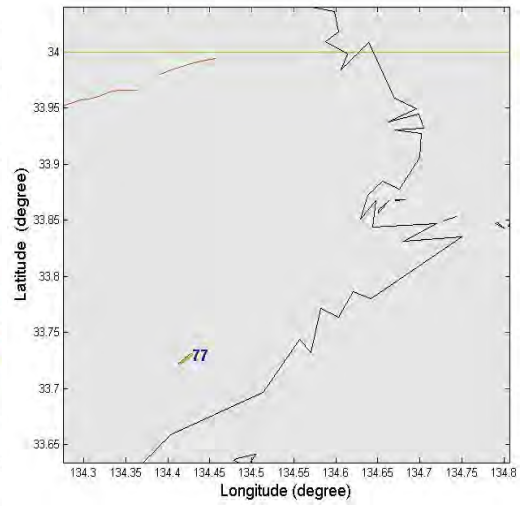
(e)



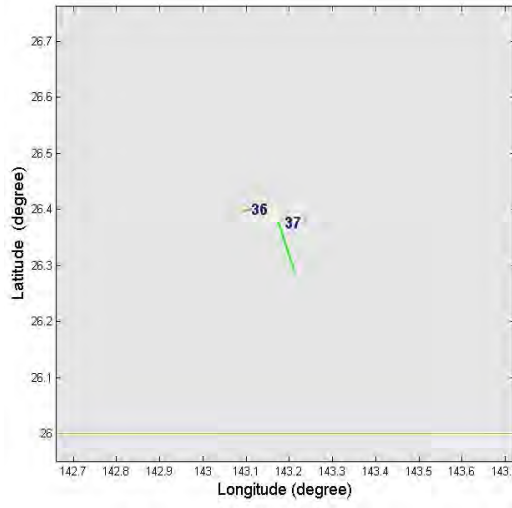
(f)



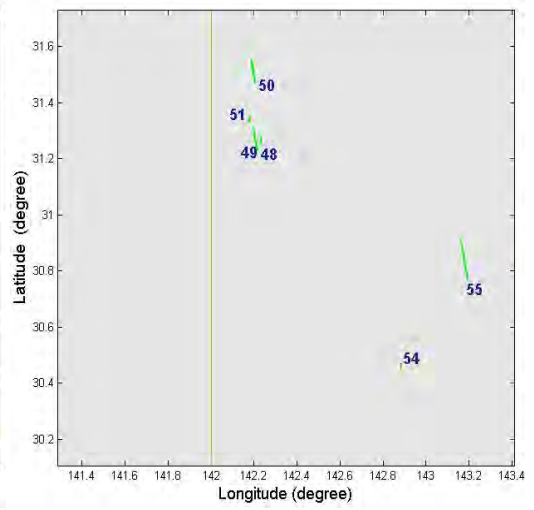
(g)



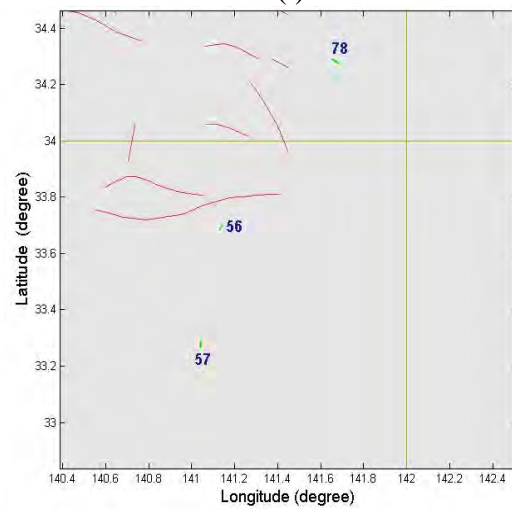
(h)



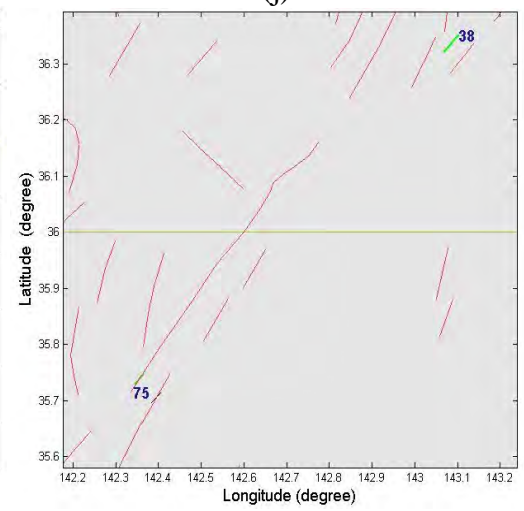
(i)



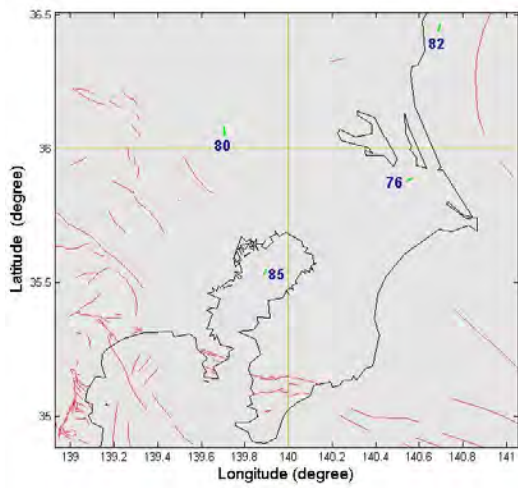
(j)



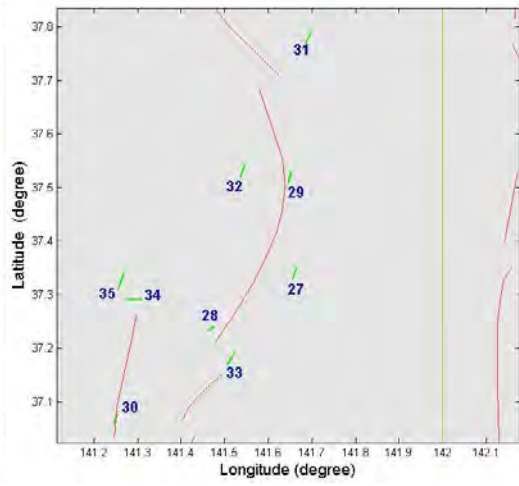
(k)



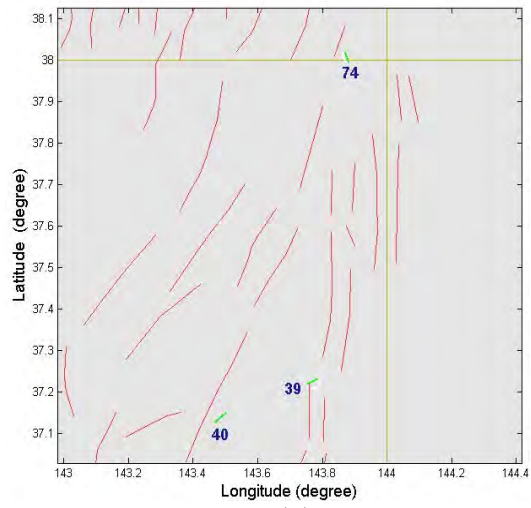
(l)



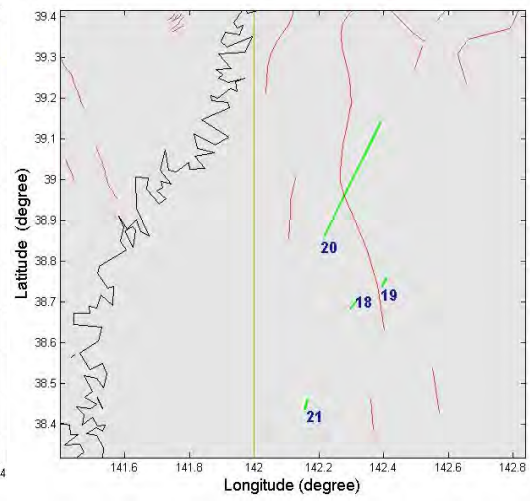
(m)



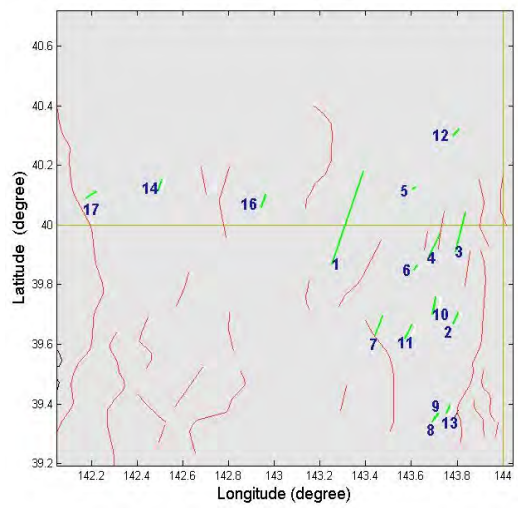
(n)



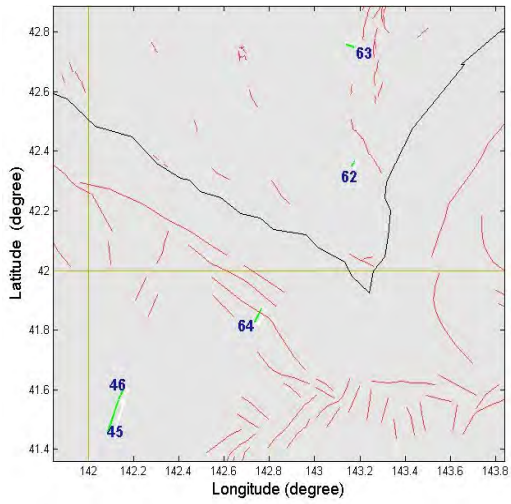
(o)



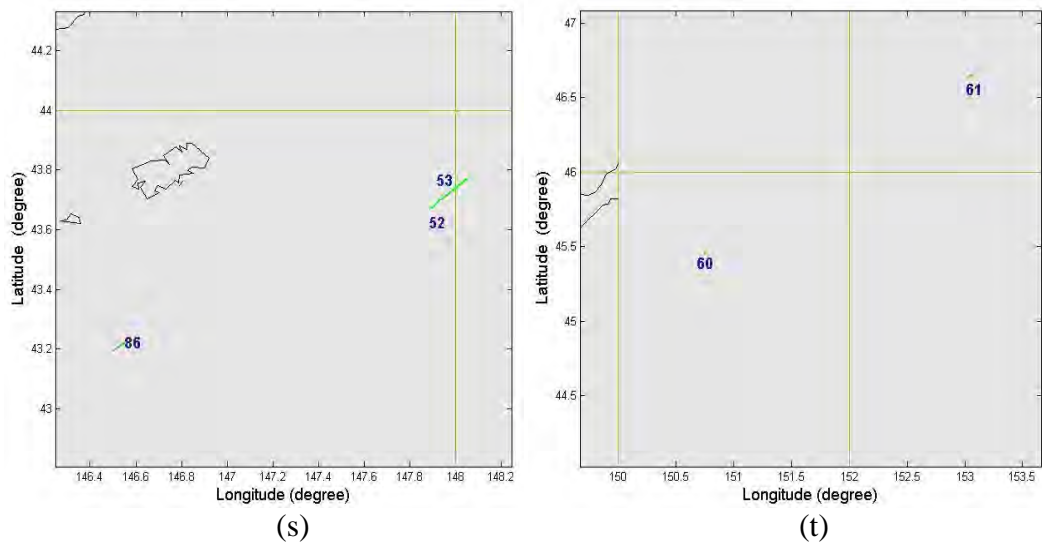
(p)



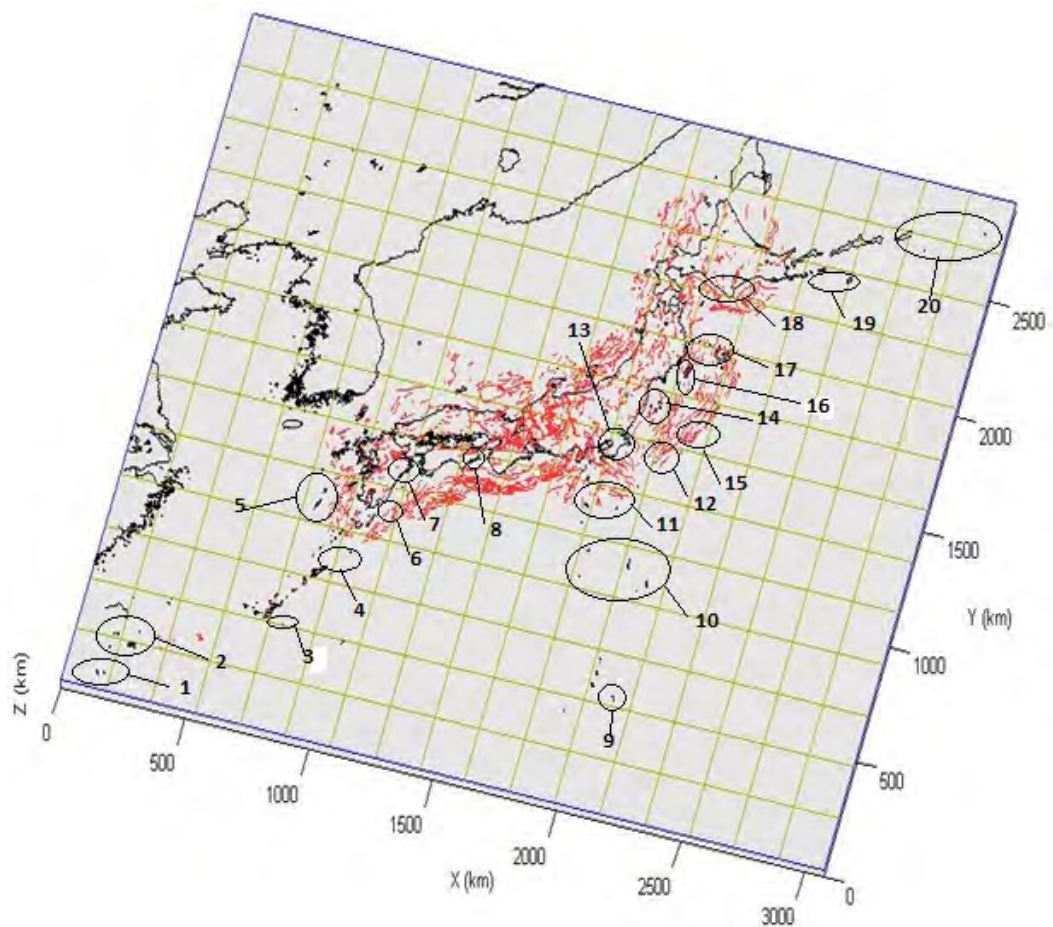
(q)



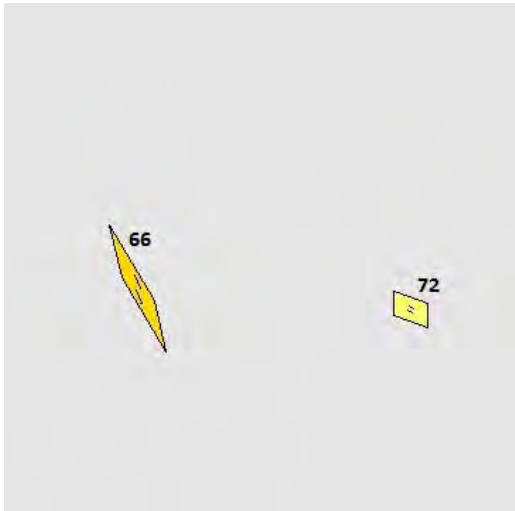
(r)



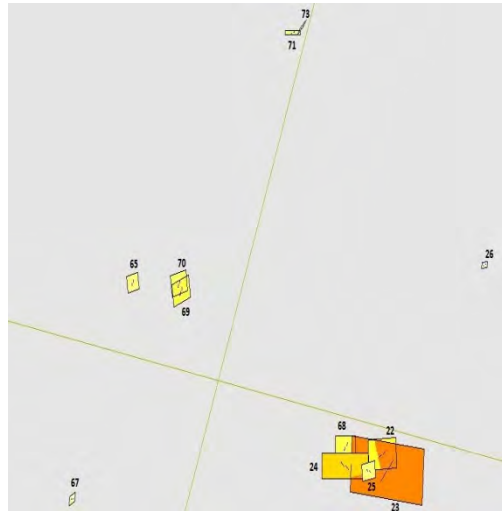
Gambar 4.12 Perbesaran Patahan 2D Setiap Gempa Berurutan dari Daerah 1 (Gambar a) sampai Daerah 20 (Gambar t)



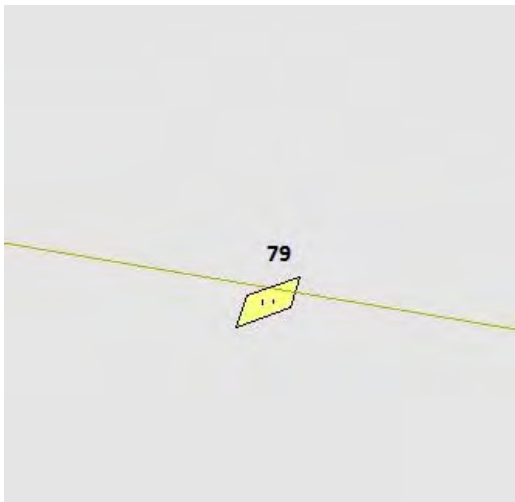
Gambar 4.13 Bidang Patahan 3D dari Hasil Inversi Gempa Bumi Tahun 2015 di Jepang



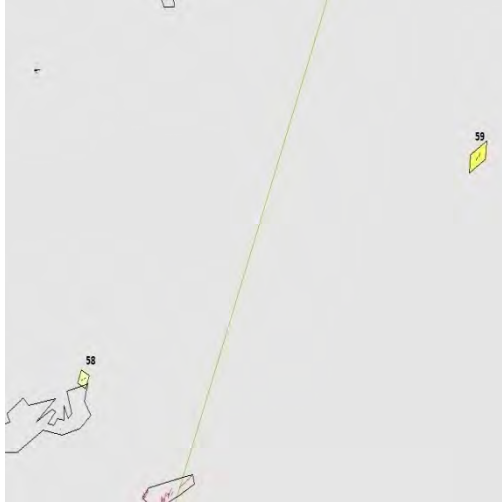
(a)



(b)



(c)



(d)



(e)



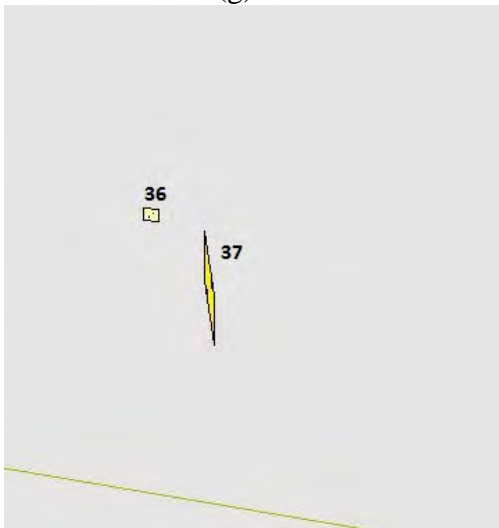
(f)



(g)



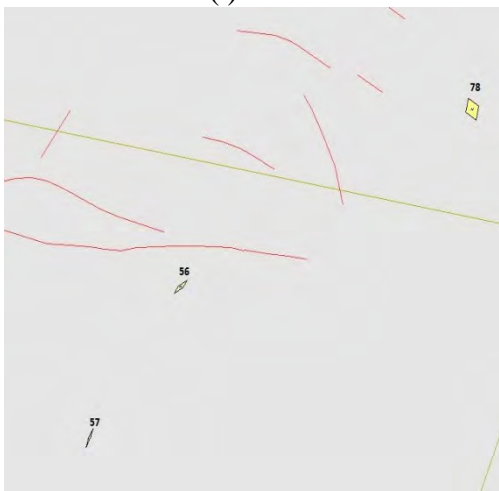
(h)



(i)



(j)



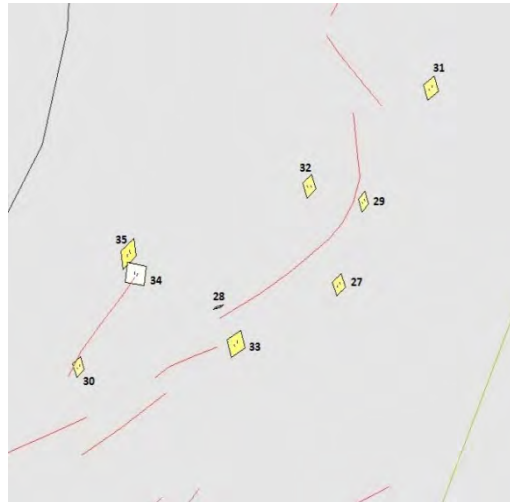
(k)



(l)



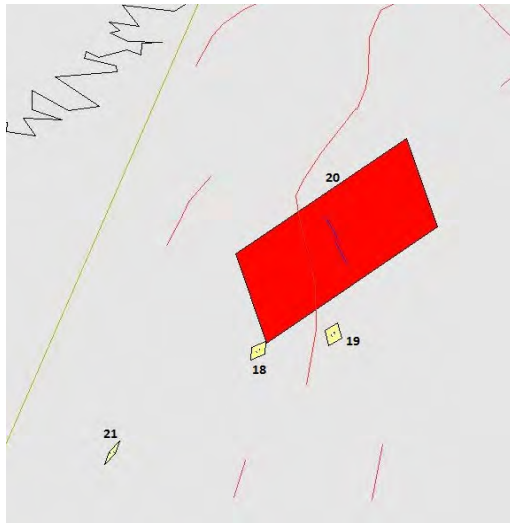
(m)



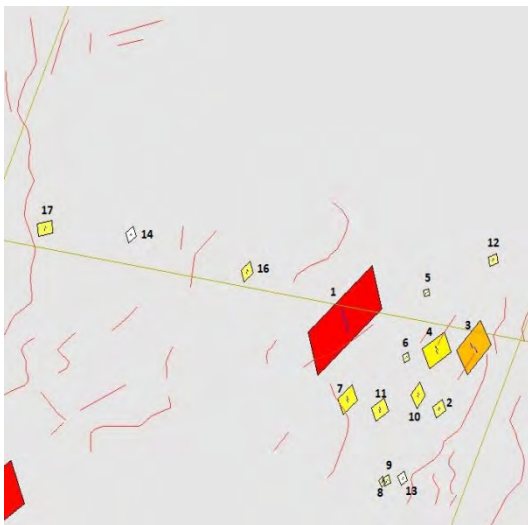
(n)



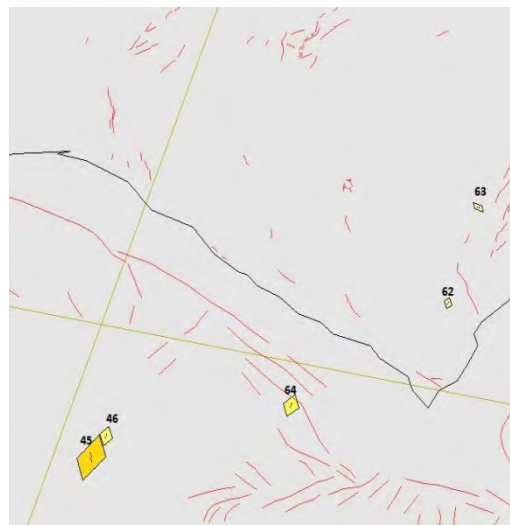
(o)



(p)



(q)



(r)



(s)



(t)

Gambar 4.14 Perbesaran Oatahan 3D Setiap Gempa Berurutan dari Daerah 1 (Gambar a) sampai Daerah 20 (Gambar t)

Dari Persamaan (2.21) dapat diketahui nilai M_0 yang merupakan nilai skalar momen seismik seperti pada Persamaan (4.10). dengan μ adalah modulus shear, \bar{D} adalah displacement patahan rata-rata dan A adalah luas dari patahan.

$$M_0 = \mu A \bar{D} \quad (4.10)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (4.11)$$

Persamaan (4.10) dapat memberikan nilai displacement dari setiap patahan. Nilai modulus shear dapat dihitung dengan menggunakan nilai kecepatan gelombang S dan densitas yang telah diketahui seperti pada Tabel 3.1 dengan menggunakan Persamaan (4.11). Nilai displacement dari tiap patahan diberikan dalam Tabel 4.4.

Tabel 4.4 Hasil Perhitungan Ukuran dan Displacement Patahan

Nama Gempa	RL (km)	RW (km)	RA (km ²)	M_0 (dyne cm)	D (m)
201502162306	36.62	15.06	494.17	1.46E+26	0.72
201502171633	4.55	3.78	20.72	1.38E+24	0.22
201502200425	15.41	8.49	132.57	2.11E+25	0.53
201502211013	10.47	6.57	73.68	8.91E+24	0.40
201502220253	1.74	2.01	4.83	1.62E+23	0.11
201502221943	2.27	2.39	7.20	2.92E+23	0.10

201502240228	7.81	5.41	47.15	4.62E+24	0.24
201502251031	2.10	2.27	6.40	2.45E+23	0.09
201504151955	2.61	2.62	8.89	3.98E+23	0.15
201506110445	6.59	4.84	36.41	3.16E+24	0.21
201506110451	6.10	4.59	32.37	2.66E+24	0.20
201509290846	3.19	2.99	12.07	6.24E+23	0.17
201511051802	1.69	1.96	4.61	1.51E+23	0.08
201507090827	3.96	3.45	16.77	1.01E+24	0.09
201507091832	6.29	4.69	33.93	2.85E+24	0.13
201504291609	4.99	4.02	23.85	1.70E+24	0.11
201502170446	4.99	4.02	23.85	1.70E+24	0.11
201510060932	2.38	2.46	7.72	3.24E+23	0.07
201506220217	2.38	2.46	7.72	3.24E+23	0.07
201505122112	34.96	14.60	460.54	1.32E+26	0.45
201502260111	2.82	2.75	10.00	4.73E+23	0.07
201504200142	20.36	10.21	202.36	3.94E+25	0.31
201504201145	7.81	5.41	47.15	4.62E+24	0.24
201504201159	13.00	7.59	102.38	1.45E+25	0.34
201504252001	3.78	3.35	15.63	9.12E+23	0.14
201511111533	1.67	1.94	4.50	1.46E+23	0.05
201503121102	2.45	2.51	8.09	3.47E+23	0.07
201503271439	1.43	1.76	3.56	1.04E+23	0.10
201505030402	2.23	2.36	7.03	2.82E+23	0.06
201505150330	2.20	2.34	6.87	2.72E+23	0.06
201508030530	2.69	2.67	9.32	4.27E+23	0.07
201508051156	2.61	2.62	8.89	3.98E+23	0.07
201508132013	3.24	3.02	12.35	6.46E+23	0.08
201508240549	1.30	1.65	3.09	8.41E+22	0.12
201510210604	3.78	3.35	15.63	9.12E+23	0.09
201511200108	1.61	1.91	4.29	1.36E+23	0.10
201511200531	10.64	6.64	75.43	9.23E+24	0.40
201503270304	4.41	3.71	19.77	1.29E+24	0.22
201504121925	2.90	2.81	10.48	5.07E+23	0.16
201509031651	4.02	3.49	17.17	1.05E+24	0.20
201511141920	7.69	5.36	46.05	4.47E+24	0.43
201511142034	2.86	2.78	10.24	4.90E+23	0.16
201511180438	2.04	2.22	6.11	2.29E+23	0.17
201511132051	35.51	14.75	471.49	1.36E+26	0.95
201506080601	12.81	7.51	100.00	1.40E+25	0.22
201511010348	4.62	3.82	21.21	1.43E+24	0.11
201505021650	7.69	5.36	46.05	4.47E+24	0.32
201505101654	3.44	3.15	13.57	7.41E+23	0.18
201505102125	8.97	5.93	58.25	6.31E+24	0.36
201509011525	9.40	6.12	62.51	7.00E+24	0.37
201509060740	2.30	2.41	7.37	3.02E+23	0.14

201507070510	18.84	9.70	179.93	3.31E+25	0.29
201507111127	2.90	2.81	10.48	5.07E+23	0.08
201504191206	2.27	2.39	7.20	2.92E+23	0.13
201505301849	15.65	8.58	135.72	2.19E+25	0.53
201507220451	2.57	2.59	8.69	3.85E+23	0.07
201511050823	2.73	2.70	9.54	4.42E+23	0.07
201505221328	2.38	2.46	7.72	3.24E+23	0.14
201509040449	5.47	4.28	27.46	2.09E+24	0.25
201509090543	2.90	2.81	10.48	5.07E+23	0.08
201512130152	4.48	3.74	20.24	1.33E+24	0.10
201503250034	2.45	2.51	8.09	3.47E+23	0.07
201508140443	3.19	2.99	12.07	6.24E+23	0.08
201509121338	5.47	4.28	27.46	2.09E+24	0.12
201501070448	3.34	3.08	12.95	6.92E+23	0.13
201502132006	13.00	7.59	102.38	1.45E+25	0.22
201504201120	2.07	2.24	6.25	2.37E+23	0.06
201508131408	5.65	4.37	28.79	2.24E+24	0.19
201509151937	5.47	4.28	27.46	2.09E+24	0.25
201509161308	4.62	3.82	21.21	1.43E+24	0.16
201510190217	4.27	3.63	18.86	1.20E+24	0.21
201511012109	3.90	3.41	16.38	9.77E+23	0.15
201511030006	2.57	2.59	8.69	3.85E+23	0.15
201511141021	2.65	2.64	9.10	4.12E+23	0.15
201501121239	2.61	2.62	8.89	3.98E+23	0.15
201501252220	2.41	2.49	7.91	3.35E+23	0.07
201502060125	1.67	1.94	4.50	1.46E+23	0.11
201503141536	3.14	2.96	11.79	6.03E+23	0.17
201504290026	2.77	2.73	9.77	4.57E+23	0.11
201505250528	3.78	3.35	15.63	9.12E+23	0.09
201507121752	4.99	4.02	23.85	1.70E+24	0.11
201508060922	2.82	2.75	10.00	4.73E+23	0.07
201508171140	2.17	2.31	6.71	2.63E+23	0.13
201508252251	2.82	2.75	10.00	4.73E+23	0.12
201509112049	2.65	2.64	9.10	4.12E+23	0.07
201511280251	5.91	4.50	30.89	2.48E+24	0.13

“ Halaman Ini Sengaja Dikosongkan “

BAB V

KESIMPULAN

Dari penelitian yang telah dilakukan didapatkan kesimpulan sebagai berikut :

1. Permasalahan inversi momen tensor pada penelitian ini diselesaikan dengan metode Grid Search yang mengujikan semua kemungkinan solusi pada setiap kedalaman yang diberikan.
2. Perhitungan Fungsi Green yang akan digunakan dalam pembuatan seismogram sintetik dilakukan menggunakan teknik wavenumber Integration.
3. Solusi perhitungan yang dilakukan dengan menggunakan data seismogram yang direkam pada lebih 3 stasiun memberikan nilai variansi reduksi yang tinggi yaitu diatas 50% sehingga membuat solusi bernilai akurat.
4. Perbandingan hasil antara perhitungan pada penelitian yang menggunakan data yang mayoritas lebih dari 3 stasiun dan perhitungan Fnet yang dilakukan menggunakan data pada 3 stasiun tidak mengalami perbedaan yang mencolok dan beberapa hasil menunjukkan nilai variansi reduksi yang lebih besar.
5. Perhitungan yang dilakukan menggunakan metode Grid search dengan kode yang terdapat dalam paket Computer Program in Seismology akan berlangsung secara akurat ketika gempa yang diolah mempunyai kekuatan diatas 5 Mj.
6. Jenis patahan penyebab gempa di Jepang pada tahun 2015 didominasi oleh jenis Reverse dan Oblique reverse.

“ Halaman ini sengaja dikosongkan “

DAFTAR PUSTAKA

- Bormann, P., Wendt, S., Giacomo D, (2013), “*Seismic Sources and Source Parameter*”, DOI: 10.2312/GFZ.NMSOP-2_Ch3
- Eyre, T.S., Van der Baan, M., (2015), “*Overview of Moment Tensor Inversion of Microseismic Events*”. The Leading Edge, 34(8), 882-888
- Fukao, Y., (1977), “*Upper mantle P structure on the Ocean Side of the Japan-Kurile Arc*”, Geophys. J. R. Astron. Soc. 50, 621– 642
- Josh, M.L., Hermann, R.B., (1989), “*A Student’s Guide to and Review of Moment tensor*”, Seismological Research Letters, Vol. 60, No. 2, 37-57
- Kato, N and Lei, X., (2000), “*Interaction of Parallel Strike Slip Faults and A Characteristic Distance in the Spatial Distribution of Active Faults*”, Geophysics J International, 144, 157-164
- Kubo, A., Fukuyama, H., Kawai, K., Nonomura, (2002), “*NIED Seismic Moment Tensor Catalogue for Regional Earthquakes around Japan: Quality Test and Application*”, Tectonophysics, 356, 23-48
- Lay, T., and Wallace, C.T., (1995), “*Global Modern Seismology*”. Vol. 58, Academic Press, California.
- Madariaga, R., (2007), “*Seismic Source Theory*”, Elsevier, 59-81
- Matsubara, M., Obahara K., Kazahara K., (2008), “*Three Dimensional P and S Wave Velocity Structure beneath the Japan Island Obtained by High Density Seismic Station by Seismic Tomography*”, Tectonophysics, 454, 86-103
- Minson, S.E., Dreger, D., (2008), “*Stable Inversion for Complete Moment Tensor*”, geophysics J int, 174, 585-592
- Santosa, B.J., (2013), “*Fault Plane Identification using Three Components Local Waveform*”, International Journal of Geoscience, 4, 993-1001
- Ukawa, M., Ishida, M., Matsumura, S., Kasahara, K., (1984), “*Hypocenter Determination Method of the Kanto-Tokai Observational Network for Microearthquakes*”, Res. Notes Natl. Res. Cent. Disaster Prev, 53, 1– 88

- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., (1994), “*New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement*”, Bulletin of Seismological Society of America, Vol.84, No. 4, 974-1002
- Zahradnik, J., Gallovic, F., Sokos, E., Serpetsidaki, A., Tselentis, A., (2008), “*Quick Fault Plane Identification by A Geometrical Method: Application to the Mw 6.2 Leonidio Earthquake, 6 january 2008, Greece*”, Seismological Research Letters, Vol. 79, no. 5
- Jensen, F.B., Kuperman, W.A., Porter, M.B., Schmidt H., (2011), “*Computational Ocean Acoustics*”, AIP series in modern acoustics and signal processing DOI 10.1007/978-1-4419-8678-8, Springer Science+Business Media
- Shearer, P.M., (2009), “*Introduction to Seismology*”. 2nd ed, Cambridge university press, UK.
- Stein, S., and Wysession, M., (2003), *An Introduction to Seismology, Earthquakes, And Earth Structure*, Blackwell Publishing, Oxford.
- <http://www.glgarcs.net/intro/subduction.html>

LAMPIRAN

Lampiran I

Data JMA Gempa Bumi Jepang Periode 1 Januari 2015 - 31 Desember 2015

Nama Gempa	Lat (deg)	Long (deg)	Depth (km)	Mag (Mj)	Lokasi
201501070448	24.18	121.64	32.6	5	TAIWAN REGION
201501121239	35.73	142.28	59	5.1	FAR E OFF KANTO
201501252220	35.88	140.48	38	5	NORTHERN CHIBA_PREF
201502060125	33.73	134.37	11.1	5.1	TOKUSHIMA PREF
201502132006	22.6	121.43	28	6.2	TAIWAN REGION
201502162306	39.87	143.19	12.7	6.9	FAR E OFF SANRIKU
201502170446	40.09	142.11	49.5	5.7	NE OFF IWATE PREF
201502171633	39.67	143.72	34	5.6	FAR E OFF SANRIKU
201502200425	39.91	143.73	8	6.5	FAR E OFF SANRIKU
201502211013	39.89	143.61	11.2	6.4	FAR E OFF SANRIKU
201502220253	40.12	143.54	18.9	5	FAR E OFF SANRIKU
201502221943	39.85	143.55	17.5	5.1	FAR E OFF SANRIKU
201502240228	39.63	143.38	29.1	5.9	FAR E OFF SANRIKU
201502251031	39.34	143.63	20.1	5	FAR E OFF SANRIKU
201502260111	38.46	142.1	50.3	5	E OFF MIYAGI PREF
201503121102	37.33	141.59	46.3	5	E OFF FUKUSHIMA PREF
201503141536	34.29	141.59	32.3	5.3	FAR SE OFF BOSO PEN
201503250034	42.35	143.1	50.4	5	HIDAKA MOUNTAINS REGION
201503270304	36.35	143.04	56	5.3	FAR E OFF CENTRAL HONSHU
201503271439	37.24	141.41	24.3	5	E OFF FUKUSHIMA PREF
201504121925	37.22	143.69	56	5.2	FAR E OFF NORTH HONSHU
201504151955	39.35	143.64	45	5.1	FAR E OFF SANRIKU
201504191206	30.47	142.82	50	5	FAR E OFF IZU ISLANDS
201504200142	23.96	122.43	22.2	6.8	NW OFF ISHIGAKIJIMA IS
201504201120	23.65	121.65	40.5	5.1	TAIWAN REGION
201504201145	23.96	122.48	20.9	6	NW OFF ISHIGAKIJIMA IS
201504201159	23.93	122.49	21.4	6.4	NW OFF ISHIGAKIJIMA IS
201504252001	23.9	122.48	21	5.6	NW OFF ISHIGAKIJIMA IS

201504290026	26.01	128.55	41.6	5.1	NEAR OKINAWAJIMA ISLAND
201504291609	40.06	142.88	24.4	5.4	NE OFF IWATE PREF
201505021650	31.52	140.35	28	5.9	NEAR TORISHIMA IS
201505030402	37.51	141.58	44.8	5	E OFF FUKUSHIMA PREF
201505101654	31.25	142.17	8	5.7	NEAR TORISHIMA IS
201505102125	31.23	142.15	10	6.3	NEAR TORISHIMA IS
201505122112	38.86	142.15	46.2	6.8	E OFF MIYAGI PREF
201505150330	37.06	141.18	50.7	5	E OFF FUKUSHIMA PREF
201505221328	28.56	129.62	20.6	5.1	NEAR AMAMI-OSHIMA ISLAND
201505250528	36.05	139.64	55.7	5.5	EASTERN SAITAMA PREF
201505301849	30.77	143.13	45	6.6	FAR E OFF IZU ISLANDS
201506080601	41.46	142.02	66.1	5.6	E OFF AOMORI PREF
201506110445	39.7	143.63	27	5.9	FAR E OFF SANRIKU
201506110451	39.62	143.51	36	5.9	FAR E OFF SANRIKU
201506220217	38.74	142.33	38.2	5	E OFF MIYAGI PREF
201507070510	43.67	147.84	1	6.3	E OFF HOKKAIDO
201507090827	40.12	142.43	35.6	5.1	NE OFF IWATE PREF
201507091832	40.35	141.56	88	5.7	NORTHERN IWATE PREF
201507111127	43.68	147.86	12	5.1	E OFF HOKKAIDO
201507121752	32.99	131.86	58	5.7	SOUTHERN OITA PREF
201507220451	33.7	141.08	56.9	5	E OFF HACHIJOJIMA ISLAND
201508030530	37.77	141.62	48.7	5.1	E OFF FUKUSHIMA PREF
201508051156	37.52	141.47	49.6	5	E OFF FUKUSHIMA PREF
201508060922	36.44	140.62	54.8	5.2	NORTHERN IBARAKI PREF
201508131408	23.95	122.38	19.8	5.7	TAIWAN REGION
201508132013	37.17	141.44	48.7	5.1	E OFF FUKUSHIMA PREF
201508140443	42.75	143.11	80.1	5.1	TOKACHI REGION
201508171140	30.81	131.11	7.4	5	NEAR TANEGASHIMA ISLAND
201508240549	37.29	141.21	16.3	5.1	E OFF FUKUSHIMA PREF
201508252251	32.11	131.86	34.4	5.2	HYUGANADA REGION
201509011525	31.47	142.14	57	6.1	NEAR TORISHIMA IS
201509031651	37.15	143.44	54	5.3	FAR E OFF FUKUSHIMA PREF
201509040449	29.31	130.46	45	5.3	NEAR AMAMI-OSHIMA ISLAND
201509060740	31.33	142.11	42	5.2	NEAR TORISHIMA IS
201509090543	45.45	150.71	30	5.2	KURILE ISLANDS REGION
201509112049	35.55	139.83	56.6	5.2	TOKYO BAY REGION
201509121338	41.83	142.67	55.7	5.4	S OFF URAKAWA
201509151937	24.19	121.78	25.5	5.6	TAIWAN REGION

201509161308	24.21	121.77	24.6	5.4	TAIWAN REGION
201509290846	40.3	143.72	8.6	5.2	FAR E OFF SANRIKU
201510060932	38.7	142.25	39.5	5	E OFF MIYAGI PREF
201510190217	24.86	121.97	35	5.6	TAIWAN REGION
201510210604	37.31	141.19	37	5.3	E OFF FUKUSHIMA PREF
201511010348	41.57	142.07	65.2	5.2	E OFF AOMORI PREF
201511012109	22.66	121.72	3.1	5.4	TAIWAN REGION
201511030006	24.89	121.98	42	5	TAIWAN REGION
201511050823	32.29	140.98	3	5.1	E OFF HACHIJOJIMA ISLAND
201511051802	39.37	143.69	35	5	FAR E OFF SANRIKU
201511111533	24.45	122.7	96.8	5	NW OFF ISHIGAKIJIMA IS
201511132051	30.94	128.59	17	7.1	SW OFF KYUSHU
201511141021	38.02	143.81	44	5.1	FAR E OFF MIYAGI PREF
201511141920	31.33	128.72	9.4	5.9	SW OFF KYUSHU
201511142034	31.22	128.65	8.9	5.1	SW OFF KYUSHU
201511180438	31.34	128.67	7.6	5	SW OFF KYUSHU
201511200108	26.4	143.05	7.1	5.2	NEAR CHICHIJIMA ISLAND
201511200531	26.38	143.11	0	6.3	NEAR CHICHIJIMA ISLAND
201511280251	43.22	146.5	70.9	5.6	OFF NEMURO PENINSULA
201512130152	46.63	153.02	30	5.8	KURILE ISLANDS REGION

“ Halaman ini sengaja dikosongkan ”